



Origine sédimento-diagénétique de réservoirs carbonatés microporeux : exemple de la formation Mishrif (Cénomanién) du Moyen-Orient

Matthieu Deville de Periere

► To cite this version:

Matthieu Deville de Periere. Origine sédimento-diagénétique de réservoirs carbonatés microporeux : exemple de la formation Mishrif (Cénomanién) du Moyen-Orient. Autre. Université de Bourgogne, 2011. Français. NNT : 2011DIJOS107 . tel-01124022

HAL Id: tel-01124022

<https://theses.hal.science/tel-01124022>

Submitted on 6 Mar 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

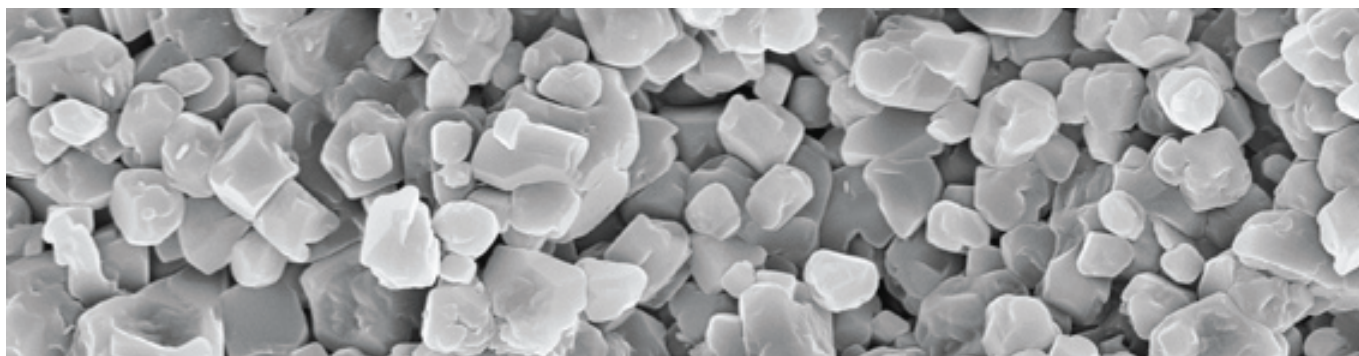
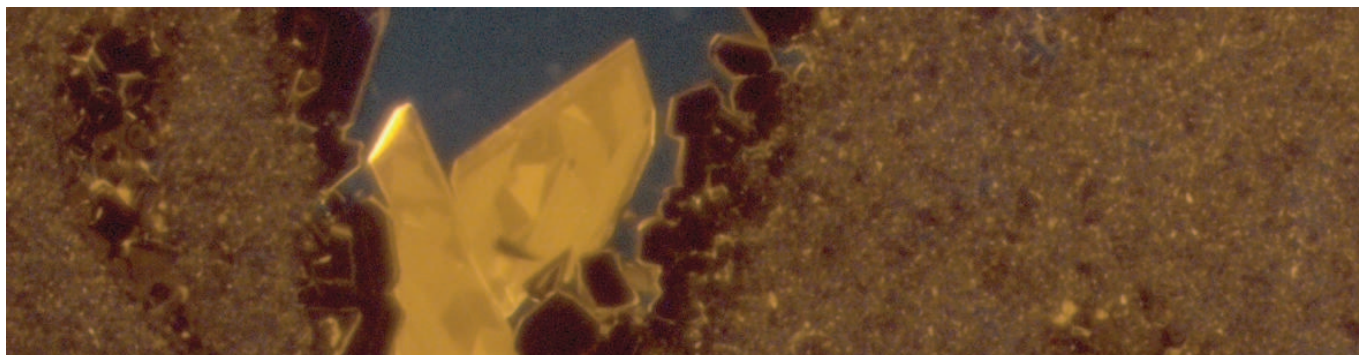
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Origine sédimento-diagénétique de réservoirs carbonatés microporeux :

Exemple de la Formation Mishrif (Cénomaniens) du Moyen-Orient

Matthieu DEVILLE de PERIERE

2011



Manuscrit de thèse présenté pour l'obtention du doctorat en Sciences de la Terre
le 30 Juin 2011, devant le jury composé de :

Prof. Emmanuelle VENNIN

Dr. Christophe DURLET

Prof. Marc FLOQUET

Dr. Jean-Pierre GIRARD

Dr. Bruno CALINE

Prof. Jean-François DECONINCK

Dr. James RICHARD

Université de Bourgogne

Université de Bourgogne

Université de Provence

Total, HDR

Total

Université de Bourgogne

Université de Franche-Comté

Directrice de thèse

Co-directeur de thèse

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Examineur

Invité

*A mon Grand-père,
Dont la voix me manque
Mais qui garde un œil sur moi*

A Georges,

Si j'ai du goût, ce n'est guère
Que pour la terre et les pierres.
Je déjeune toujours d'air,
De roc, de charbon, de fer.

Mes faims, tournez. Paisez faims,
Le pré des sons.
Attirez le gai venin
Des liserons.

Mangez les cailloux qu'on brise,
Les vieilles pierres d'églises,
Les galets des vieux déluges,
Pains semés dans les vallées grises
[...]

A. Rimbaud.

Avant-propos & remerciements

Voilà, le terme de ces années universitaires se rapproche, avec son cortège de souvenirs qui resteront toujours dans ma mémoire. Mais, la rédaction de ce manuscrit touche à sa fin, et avant d'y mettre un point (presque) final, il me reste à remercier toutes les personnes qui de près ou de loin ont participé à cette aventure autant scientifique qu'humaine.

Mes premières pensées et ma gratitude sont dirigées vers mes directeurs de thèse **Emmanuelle Vennin** et **Christophe Durlet**. Emmanuelle m'a "coaché" depuis le Master 1 (notamment sur le Permien russe) et a accepté d'encadrer cette thèse. Son aide, scientifique et humaine, fut plus que précieuse au cours de ces années, et m'a souvent orienté dans la meilleure direction. Je la remercie sincèrement pour avoir de nombreuses fois éclairé ma lanterne sur les problèmes de sédimentologie et de stratigraphie séquentielle, de m'avoir convié à décrire des carottes pleines de choses presque inconnues pour moi, et d'avoir apporté un autre éclairage à cette thèse. Christophe quant à lui m'a confié ce sujet il y a un peu plus de trois ans, et s'est toujours battu pour me placer dans des conditions de travail optimales, notamment grâce à son opiniâtreté dans la réalisation et la gestion des contrats d'étude et de recherche à l'origine des financements du salaire et des analyses de cette thèse. Il s'est toujours montré très exigeant tant sur le fond que sur la forme des résultats et nos longues discussions scientifiques m'ont souvent obligé à me remettre en question mais furent toujours constructives et enrichissantes. Elles furent aussi parfois un peu houleuses et m'ont souvent permis d'appliquer un vieux proverbe bressan qui dit que "faire et défaire c'est toujours travailler" (L.D.). De mes deux "chefs" je retiendrai surtout deux géologues passionnés, ouverts au débat scientifique et heureux de former leurs étudiants. J'ai énormément appris grâce à vous deux et j'espère continuer à apprendre. Merci!

Que **Bruno Caline** trouve ici une place particulière. Il a toujours été un interlocuteur privilégié dans les relations entre Total et le laboratoire Biogéosciences de l'Université de Bourgogne concernant le projet "Microporosité" du volet de recherche "Caractérisation des réservoirs carbonatés" initié par Total. Plus personnellement, Bruno a toujours été présent depuis le début de cette thèse. Je tiens particulièrement à le remercier pour son accueil à Pau (dont les fameux repas au Berry et sa constante bonne humeur), pour son aide dans l'accès aux données, pour les nombreuses discussions scientifiques, pour son intérêt et son soutien au cours de cette thèse, pour la relecture du manuscrit, ainsi que d'avoir accepté de faire partie du jury de cette thèse.

Bien que n'ayant pas un statut de thèse financée par l'industrie, cette thèse n'aurait pas pu voir le jour sans les contrats passés entre Total et le Laboratoire Biogéosciences depuis de nombreuses années. Une thèse académique portant sur des thématiques industrielles est un jeu d'équilibriste permanent entre la recherche

fondamentale et la recherche appliquée. Pour les volets tant appliqués que scientifiques de la thèse, j'ai aussi eu la chance de bénéficier de l'expérience et des conseils de **Laurent Lambert**, de **Pierre Masse**, de **Carine Maza**, d'**Aurélien Virgone** (depuis le stage précédent cette thèse) et de l'ensemble du service Carbonate de Total. Je voudrais aussi remercier **Michel Rebelle** pour son accueil au service COP et ses conseils (notamment sur l'utilisation des logs et la comparaison avec les données "cailloux"). Les conseils de **Catherine Javaux** lors du stage précédant cette thèse, puis d'**Emmanuelle Poli** et de **Cécile Pabian-Goyheneche** m'ont toujours été d'une grande utilité, surtout lorsqu'il s'agissait de l'application de mes résultats.

D'autre part, la base de données disponible sur le champ Guiriel ne partait pas de zéro et j'aimerais ici remercier **Vincent Gressier** et **Raphaël Bourillot** pour leur travail effectué au cours de stages qui ont précédé le début de cette thèse.

Je tiens particulièrement à remercier **Marc Floquet** et **Jean-Pierre Girard** d'avoir accepté d'être les rapporteurs de cette thèse et d'apporter leur expertise respective, tant sur les sédiments carbonatés que sur la diagenèse et les systèmes réservoirs. J'aimerais aussi remercier **James Richard** et **Jean-François Deconinck** d'avoir accepté de juger ce manuscrit à la lumière de leurs compétences dans les domaines des calcaires microporeux et de la sédimentologie des particules fines.

Lors de la première année de cette thèse, j'ai pu bénéficier des conseils d'**Anneleen Foubert** qui a toujours pu m'accorder du temps et m'aider tant d'un point de vue scientifique (sélection des échantillons, recherche de données...) qu'administratif et personnel. Je la remercie vivement ici.

Une pensée pour mes camarades (lire *amis*) de bureau Benji et Sylvain, qui ne vont pas tarder à connaître les joies de la rédaction. Merci à vous deux pour tous ces moments partagés ensemble, qu'ils soient de doute ou de joie. Une bise en particulier à **Benji Sterechinus Pierrat**, le spécialiste des oursins antarctiques avec qui j'ai partagé les joies de la 1^{ère} année (à l'époque on appelait ça le DEUG) et qui est resté un ami fidèle depuis toutes ces années. **Sylvain Clerc** fut un camarade de bureau passionné par les glaciations, le Maroc, l'Irlande et au *cheese-cake* est incomparable! Un énorme merci à **Aurélié Bonnin** et **Nath' LeRoy**, avec qui j'ai partagé les joies, les peines et les doutes inhérents à la fin de thèse. Je garderai en mémoire les blagues, les pauses déjeuner toujours pleines de rires, vos chorégraphies dignes des meilleurs shows à l'américaine, le pain d'épice à l'ananas et les boutures de Nath, le premier bureau partagé avec Aurélié, et j'en passe...

L'ensemble des néo et futurs docteurs made in Biogéosciences, **Paco** le roi de la cyclo, **Christophe K.** que j'ai appris à mieux connaître (ce que je ne regrette pas! Je glisse un coucou à **Maud** au passage et en profite pour recommander une tarte au citron!), **Ju'**, **Elise**, **Clothilde**, **Alexis** et tout ceux que j'oublie.

Merci à **Phil' Blanc** (le PDG de Lithologie Bourgogne) et **Pascal Taubat**y pour les lames minces confectionnées à Dijon, à **Nathalie Guichard** pour son aide dans la préparation des argiles et à la DRX, et à **Claudie Josse** pour son aide lors des séances de MEB à Dijon et pour avoir répondu à toutes mes questions. Merci aussi à **Alain Godon** pour sa bonne humeur et nos discussions sans fin sur la photographie. Un immense merci à **Evelyne** pour le soin qu'elle prend des doctorants et sans l'intervention de qui je ne sais pas à quoi ressemblerai mon bureau.

Au petit jeu de la thèse sur les carbonates microporeux, **Chadia** a toujours eu une petite longueur d'avance sur moi, mais nous avons fini par (presque) tomber d'accord après toutes ces années. Les longues discussions que nous avons pu avoir (en particulier sur les terrasses du Boulevard des Pyrénées ou au bord de la Méditerranée lors de l'IAS sarde) ont toujours été constructives et enrichissantes. J'espère qu'elles seront encore nombreuses! J'en profite pour saluer **Eric Davaud** dont les conseils et la sympathie m'ont toujours beaucoup touché.

Ces dernières années n'auraient pas été ce qu'elles ont été sans la présence (même à distance) de **Franck Samouel H-G Ran-Ran-Ru Gisquet** (Okayyyyyy!). Un grand merci à toi, pour les longues nuits passées à refaire le monde de la stratigraphie séquentielle dans les carbonates ou à jouer de l'ocarina. Plus humainement merci pour tes coups de pieds aux fesses et d'avoir été là ce fameux soir de Juillet. Et surtout n'oublie pas... *I say what what....!!!*

Dans le club des thésards carbonatistes, il manque encore **Julie Champagne** et **Manu Dujoncquoy**. Merci à Julie pour toutes ces longues discussions diagénétiques que nous avons pu avoir, merci à Manu d'avoir failli nous perdre à proximité de je ne sais plus quel Jebel omanais (j'ai des preuves...), et justement, merci à vous deux de m'avoir fait découvrir ce si beau pays qu'est l'Oman. J'aimerais ici remercier les adeptes d'Alexandre Dumas que sont **Raph'**, **Garou** et **Ben**. Leur conseils tant humains que géologiques ont toujours été d'une grande utilité au cours de ces années. Presque indissociable des trois précédents un salut au **Fred' K.** en souvenir de nombreuses soirées paloises. J'espère avoir l'occasion de travailler avec vous tous par la suite.

Que les anciens thésards dijonnais que sont **Laurent Lambert** (auteur de surnoms sous copyright et amateur de micrites) et **Mike Denis** soient ici remerciés pour leurs conseils avisés et toujours plein d'humour.

Merci aussi à **Benoit Vincent**, dont les questions furent parfois embarrassantes mais toujours intéressantes, grâce à qui j'ai beaucoup appris et espère encore apprendre beaucoup.

Je souhaiterai également remercier l'ensemble des enseignants-chercheurs du labo, parmi lesquels, **Laurent Riquier, Christophe Thomazo, Emmanuelle Pucéat, Pierre Pellenard, Thomas Saucède** et tous les autres pour toutes les discussions (scientifiques ou non) que nous avons pu avoir au cours de ces années. Que **Michel Guiraud** trouve ici mes plus sincères remerciements pour le temps qu'il m'a accordé sur le "projet Russie" mené en parallèle de cette thèse, pour m'avoir le premier fait comprendre qu'il existait autre chose que les fossiles dès la première année, et pour m'avoir fait comprendre qu'il était indispensable de travailler à grande échelle pour comprendre les processus locaux.. Un merci enfin à **Carmela Château**, pour ses conseils et relectures avisés de résumés de colloques et sa sympathie.

Merci à **Paul Tafforeau**, qui il y a presque 15ans me faisait découvrir les joies de la chasse à l'oursin dans les carbonates crétacés microporeux (et oui déjà...) du Pays de Caux; à **Francis Duranthon** qui m'a appris que parfois le couteau à huitre était aussi voir plus important que le marteau; à **Davide Olivero** qui il y a quelques années m'a prodigué ses conseils et encouragements.

Dans la vie d'un thésard, il est important de pouvoir se changer les idées et sortir du bureau. Ainsi, j'adresse ici un énorme merci à tous ceux sans qui j'aurai terminé cette thèse micritisé sur ma chaise :

Depuis plus de dix ans **Sylvain** a toujours été présent malgré la distance et mon manque constant de nouvelles. Cette aventure universitaire a pu avoir lieu en grande partie grâce à toi, à tes coups de pieds aux fesses et aux Lapins Crétins. Un immense merci à **Aurel**, sans le soutien de qui cette aventure n'aurait pas eu la même saveur. Merci pour toutes ces escapades photographiques et ces soirées passées ensemble autours d'un bon verre (de Bourgogne... of course!). En plus d'être un ami fidèle, Aurel est un bon, que dis-je, un excellent photographe et infographiste et l'iconographie de ce manuscrit serait certainement inexistante sans ses conseils avisés depuis toutes ces années. A vous deux, merci pour tout!

Un clin d'œil amical aux nouveaux auvergnats **Joce** et **Marianne** pour tous les moments partagés depuis toutes ces années, depuis les bals jusqu'aux bûches de Niglo. Et un coucou à Mo' et Nioute! La dream team avec dans le désordre **Saïmon, Morvan & Elo** (indissociables), **Grrrrrr, Clayman, Nono, Gravito, Morgane, Julie H., Anthony...** pour l'ensemble de leur œuvre : la Soirée du Mardi (et ses découvertes cinématographiques de haut vol), la Guinguette et le Capucc', les soirées poker, les fous rires, leur soutien dans les coups durs... Un merci particulier à Simon qui peut-être sans le savoir m'a montré que finalement rien n'était grave et qu'il faut toujours s'accrocher... Au passage une bise à **Kévin** et **Amandine** exilés à Paris.

Un immense merci à tous ceux qui sans le savoir ont accompagné mes longues, très longues soirées de rédactions, en particulier les copains de **Maltavern**, de **Blackwater** (en particulier le Seb' et le Gaël) et de

Yogan. Merci aussi de m'avoir permis de sortir de mon bureau pour m'évader quelques heures en terres irlandaises, icaunaises, bretonnes ou vendéennes.

J'aimerais aussi remercier ma chaise qui m'a supporté au cours de toutes ces années passées devant mon bureau, ainsi que l'ordinateur, parfois récalcitrant au démarrage, le MEB de Pau et la cathodo avec qui j'ai passé plus de temps qu'avec l'ensemble des personnes mentionnées précédemment.

Il est fort probable que j'ai oublié certaines personnes, je les pris de ne pas s'en offusquer et qu'elles soient remerciées ici.

Mes pensées vont à **Georges** dont l'amitié, les conseils et l'amour de la vie resteront gravés en moi.

Que l'ensemble de ma famille, **P'tite Mamie, Maya, l'Oncle Jeff, mon père et Marie**, et tous les autres reçoivent ici tous mes remerciements pour leur soutien depuis toutes ces années et leur "Alors ton boulot, ça avance? Ah bon? Encore 3 mois?"

Un bisou à **Alice** qui est arrivée dans ma vie en pleine rédaction et qui a su s'adapter. Merci d'avoir repris la géologie le temps de corriger ce manuscrit. Merci d'être là.

Même si ce n'est pas très scientifique, je reste persuadé que mon grand père a veillé sur cette fin de thèse depuis là où il est. L'un de mes rares regrets de thésard sera qu'il n'ait pas vu le manuscrit. Enfin, que ma mère trouve ici toute la gratitude et l'affection que je peux lui porter. J'espère simplement que cette thèse et le reste les rendent fiers.

J'ai maintenant une dette scientifique ou humaine (voir les deux) envers chacun d'entre vous j'espère pouvoir m'en acquitter un jour... Merci!

Sommaire général

Introduction générale.....	11
Chapitre 1 : Contexte géologique de la Formation Mishrif.....	17
1. Evolution paléogéographique et structurale de la plaque arabique.....	23
2. Le Céno-manien.....	30
3. La Formation Mishrif dans son contexte régional	33
4. Le champ Guiriel.....	44
 Chapitre 2 : Sédimentologie et stratigraphie du champ Guiriel	49
1. Faciès et structures sédimentaires	55
2. Modèle de dépôt, architecture sédimentaire et analyse séquentielle	84
 Chapitre 3 : Propriétés réservoir du champ Guiriel & impact des environnements de dépôt	97
1. Pétraphysique : définitions et méthodes.....	103
2. Observation du réseau poreux	108
3 Synthèse des données pétrophysiques à l'échelle du champ.....	116
4. Relations entre faciès, environnements de dépôt et propriétés réservoir	121
5. Synthèse.....	130
 Chapitre 4 : Pétrographie des micrites du champ Guiriel	133
1. Morphométrie des particules micritiques des séries enfouies : vers une nouvelle classification	139
2. Les micrites du champ Guiriel.....	147
3. Impact de la pétrographie des micrites sur les propriétés pétrophysiques.....	174
4. Relations entre cristallométrie et système sédimentaire	183
5. Synthèse : hétérogénéité sédimentaire et pétrophysique des micrites.....	187

Chapitre 5 : Diagenèse et géochimie (champ Guiriel). Impact sur la stabilisation des micrites.....191

1. Méthodes d'étude	197
2. Pétrographie et géochimie des phases diagenétiques	200
3. Bilan de l'enregistrement diagénétique et conséquences pour la stabilisation des micrites du champ Guiriel.....	269
4. Synthèse.....	291

Chapitre 6 : Contrôles sédimentaires et diagénétique des carbonates microporeux 285

1. Quelle va-t-être l'influence des caractéristiques de la boue carbonatée initiale sur le développement des réservoirs microporeux	291
2. Quelle va-t-être l'influence de la diagenèse précoce sur la création et la préservation de la microporosité.....	309
3. Quelle est l'influence de la diagenèse tardive sur la préservation de la microporosité?	318

Chapitre 7 : Vers un *rock-typing* interprétatif des réservoirs carbonatés microporeux du Moyen-Orient 323

Conclusions générales371

Références bibliographiques381

Introduction générale

*Dans tous les arts, il s'agit bien moins, au début, de faire mieux que les autres,
que de faire autrement.*

C-A Sainte Beuve

Contexte de l'étude et problématique générale

Une très large proportion des sédiments carbonatés anciennement déposés sur le fond des océans est constituée par des calcaires fins, formés par une boue carbonatée maintenant lithifiée. Cette boue est composée de particules de calcite microcristalline, appelées micrites (*sensu* Folk, 1962). Les processus et chronologies de la lithification de cette boue calcaire ont été globalement beaucoup moins étudiés que ceux concernant la lithification des sédiments carbonatés plus grossiers, où les ciments sont aisément observables par les techniques classiques de la microscopie optique. Dans le cas des micrites, les phases diagénétiques de cimentation, de dissolution et de néogénèse s'effectuent à une échelle souvent inférieure au micron, donc nécessitant l'emploi de techniques d'observation et d'analyse plus avancées. Grâce à ces techniques, divers modèles portant sur la diagénèse des carbonates micritiques ont été proposés depuis la fin des années 1980. Ces modèles font état des phénomènes diagénétiques en environnement marin, météorique, ou sous enfouissement, mais aucun ne fait consensus (*e.g.* Ahr, 1989; Budd, 1989; Dravis, 1989; Moshier, 1989a,b; Saller & Moore, 1989; Lambert *et al.*, 2006; Richard *et al.*, 2007; Volery *et al.*, 2009, 2010a,b).

Un réseau microporeux (microporosité intercristalline) peut exister au sein des micrites des carbonates enfouis. Sous certaines conditions, ce réseau peut contenir du gaz ou du pétrole et constitue donc un objet d'intérêt économique certain. Les fortes pressions capillaires associées aux micropores impliquent la présence d'eau irréductible (non produite) au sein des réservoirs microporeux et limitent fortement la récupération des hydrocarbures (Pittman, 1971; Kieke & Hartmann, 1974; Cantrell & Hagerty, 1999; Trabesli & Beg, 2000; Petricola *et al.*, 2002; Smith *et al.*, 2003; Ahr *et al.*, 2005; Richard *et al.*, 2007; Mallon & Swarbrick, 2008; Fournier & Borgomano, 2009; Maliva *et al.*, 2009). Des variations de la microtexture des micrites et donc de la géométrie du réseau microporeux peuvent y entraîner une distribution complexe des qualités réservoirs telles que la porosité, la perméabilité ou encore la saturation en eau (Lucia, 1995; Smith *et al.*, 2003; Lønøy, 2006; Ehrenberg *et al.*, 2008; Hollis *et al.*, 2010).

Au Moyen Orient, environ 50% des réserves pétrolières sont localisées dans des sédiments carbonatés datés du Crétacé (Nurmi & Standen, 1997; Ehrenberg *et al.*, 2008), représentant environ 35% des réserves mondiales. Une grande partie de ces réservoirs contient d'épais niveaux micritiques microporeux (Wilson, 1975; Moshier, 1989a; Budd, 1989; Smith *et al.*, 2003) dont l'étude fondamentale est ici entreprise.

Les problématiques majeures de cette étude sont :

- **De décrire qualitativement et quantitativement les diverses microtextures des matrices micritiques de calcaires néritiques enfouis (ou ayant été enfouis), notamment celles des réservoirs microporeux du Crétacé du Moyen-Orient.**

- De contraindre les processus et les chronologies permettant la stabilisation minéralogique et la lithification des matrices boueuses, ceci afin de comprendre quand et comment se fait l'acquisition ou la destruction de leurs qualités réservoir, en lien avec l'histoire régionale, la diagenèse affectant les dépôts et la mise en charge des réservoirs par les hydrocarbures.

Objet(s) choisi(s)

L'exemple principal étudié dans cette thèse est un champ pétrolier producteur *offshore* localisé dans le Golfe persique. Ce réservoir, opéré par TOTAL et ici appelé réservoir Guiriel, est localisé dans la Formation Mishrif, et daté du Cénomanién moyen à supérieur. La présence de sédiments riches en matrice micritique et microporeux dans la quasi-totalité du réservoir permet d'appréhender la distribution des niveaux microporeux en lien avec les environnements de dépôt, et une diagenèse minérale différentielle supposée entre les zones actuellement imprégnées en huile ou aquifères. Ce réservoir présente la particularité d'être coiffé par une discontinuité sommitale résultant d'une émergence majeure détectée à l'échelle régionale et considérée comme ayant un impact majeur sur les sédiments sous-jacents (*e.g.* Massonat & Pernarcic, 2002; Hajikazemi *et al.*, 2010). L'abondance et la qualité des données disponibles sur ce réservoir (carottes, données pétrophysiques...) permettent d'avoir accès à une information verticale et latérale relativement continue.

A titre de comparaison, d'autres réservoirs microporeux du Moyen Orient ont également été étudiés. Il s'agit en particulier d'un réservoir de la Formation Mishrif d'Irak et d'un réservoir de la Formation Habshan des Emirats Arabes Unis. Par ailleurs, une recherche bibliographique la plus exhaustive possible a été entreprise pour comparer les résultats de cette étude avec ceux obtenus sur d'autres formations micritiques enfouies ou ayant été enfouies, situées au Moyen Orient ou ailleurs.

Questions posées et plan du manuscrit

Dans cette approche pluridisciplinaire et intégrée de réservoirs carbonatés microporeux, un certain nombre de questions fondamentales sont posées et listées ci-dessous par grands thèmes.

Quelle est l'influence des caractéristiques de la boue carbonatée initiale sur le développement des réservoirs microporeux?

- Quelle est l'influence de la cristallométrie et de la minéralogie initiales des boues carbonatées sur l'évolution de la microporosité ?
- L'argilosité initiale du sédiment a-t-elle influencé l'évolution de la microporosité au cours de l'enfouissement ?

Quelle va-t-elle être l'influence de la diagenèse précoce sur la préservation de la microporosité?

- Des émersion précoce sont-elles nécessaires à l'existence de carbonates néritiques microporeux enfouis ?
- Lors d'une émersion, quels paramètres influencent l'hétérogénéité spatiale de la microporosité dans une formation carbonatée?

Quelle est l'influence de la diagenèse tardive sur la préservation de la microporosité?

- Des dissolutions tardives peuvent-elles recréer ou améliorer la microporosité ?
- Quels processus physiques ou chimiques peuvent aider au maintien de la microporosité au cours de l'enfouissement?

Afin de répondre à ces questions, le présent manuscrit s'organise en six chapitres :

- Le **Chapitre 1** présentera une brève synthèse de l'histoire sédimentaire et tectonique de la plaque arabique. Il permet de replacer la Formation Mishrif ainsi que le principal champ étudié dans son contexte géologique régional et de faire un état des lieux sur les données publiées (non confidentielles) portant sur le réservoir.
- Le **Chapitre 2** présentera l'étude sédimentologique effectuée sur le réservoir Guiriel. Il décrira les faciès et environnements de dépôt rencontrés et tentera de présenter un modèle de dépôt intégré dans la dynamique sédimentaire régionale.
- Le **Chapitre 3** s'attachera à décrire les propriétés réservoir des sédiments étudiés dans ce travail. Une attention particulière sera apportée aux éventuels liens entre faciès et caractéristiques pétrophysiques (porosité, perméabilité, pression capillaire).

- Le **Chapitre 4**, précisera les caractéristiques pétrographiques (forme, taille des particules...) et pétrophysiques des matrices micritiques rencontrées dans l'ensemble du réservoir Guiriel. Le lien avec les faciès et environnements de dépôt sera étudié.
- Le **Chapitre 5** se focalisera sur l'étude des phénomènes diagenétiques affectant le réservoir Guiriel. Cette étude diagenétique aura pour buts (1) de reconstituer la succession des phases diagenétiques en lien avec le contexte régional (eustatisme...), (2) de contraindre les processus et la chronologie de stabilisation des matrices micritiques, et (3) de comprendre quand ont été acquises les qualités réservoir finales.
- Dans le **Chapitre 6**, il sera question des facteurs de contrôle sur le développement des carbonates microporeux (caractéristiques initiales des particules, influence du contexte régional, processus diagenétiques...). Ces différents facteurs seront isolés et discutés, afin de mieux comprendre l'influence des processus sédimentaires et diagenétiques sur la formation des matrices micritiques, microporeuses ou compactes. Le lien sera fait, en particulier, entre les observations faites dans le réservoir Guiriel et d'autres formations microporeuses enfouies ou ayant été enfouies.
- Le **Chapitre 7** peut être considéré comme une synthèse des résultats de cette thèse, en s'attachant plus particulièrement aux liens existant entre la morphométrie des micrites et les propriétés réservoirs de trois champs microporeux du Moyen Orient : le réservoir Guiriel, le réservoir Mishrif d'Irak et le réservoir de la Formation Habshan des Emirats Arabes Unis. Ce *rock-typing* interprétatif, intégrant les processus sédimentaires et diagenétique à l'origine des qualités réservoir, sera présenté sous forme d'un article *in press* dans la revue *Marine and Petroleum Geology*.
- Enfin, une conclusion générale permettra de faire le point sur les réponses apportées aux différentes questions posées au début de cette thèse, et de proposer des perspectives d'études à courts et moyens termes.

Chapitre 1

Contexte géologique de la Formation Mishrif

Plus vous saurez regarder loin dans le passé, plus vous verrez loin dans le futur.
W. Churchill.

Chapitre 1

Contexte géologique de la Formation Mishrif

Introduction	23
1. Evolution paléogéographique et structurale de la plaque arabique.....	23
1.1. Précambrien et Cambrien	23
1.2. Période d'ouverture de la Néo-Téthys	24
1.3. Période de fermeture de la Néo-Téthys	28
2. Le Cénoomanien.....	30
2.1. Durée et biostratigraphie.....	31
2.2. Eustatisme	32
2.3. Climat.....	33
3. La Formation Mishrif dans son contexte régional.....	33
3.1. Historique, âge et extension de la Formation Mishrif	33
3.2. Formations synchrones	35
3.3. Formations antérieures et postérieures.....	38
3.4. Système de dépôt (état des connaissances)	38
3.5. Discontinuité sommitale	41
3.6. Système pétrolier	42
4. Le champ Guiriel	44
4.1. Un exemple de réservoir à huile dans la Formation Mishrif	44
4.2. Puits de référence et échantillonnage	45

Liste des figures et tableaux

Figure 1.1 : Coupe géologique entre l'Arabie Saoudite et le Qatar montrant la série sédimentaire déposée sur la plaque arabe (Konert <i>et al.</i> , 2001).	24
Figure 1.2 : Grands traits de l'évolution paléogéographique et structurale de la plaque arabe. Modifié d'après Sharland <i>et al.</i> , 2001.....	25
Figure 1.3 : Variations du niveau marin sur la plate-forme arabe pour le Mésozoïque. Modifié d'après Haq & Al-Qahtani (2005)	26
Figure 1.4 : Eléments tectoniques majeurs à l'échelle de la plaque arabique (Konert <i>et al.</i> , 2001)	29
Figure 1.5 : Carte paléogéographique globale pour la période du Turonien (Blackey, 2006)	30
Figure 1.6 : Extension temporelle (datations absolues) proposée pour le Cénomanién et compilation des données et événements biostratigraphiques (voir références dans le texte)	32
Figure 1.7 : Carte paléogéographique de la péninsule arabique pour l'intervalle Cénomanién-Turonien pointant la position de la Formation Mishrif (Ziegler, 2001).....	34
Figure 1.8 : Schéma chronostratigraphique du golfe Arabo-persique pour la période Albien-Santonien. Modifié d'après Sharland <i>et al.</i> , 2001 ; courbes eustatiques d'après Haq & Al-Qahtani, (2005)	35
Figure 1.9 : Cartes paléogéographiques du Golfe arabo-persique montrant l'évolution des bassins intra-plate-formes et des ceintures d'environnement de dépôts associés. (A) Intervalle Albien supérieur – Cénomanién inférieur ; (B) Cénomanién. Modifié d'après Alsharhan & Nairn, 1988, 1993	36
Figure 1.10 : Transition Natih C – Natih B avec présence de chenail, (coupe Madmar 6, Oman – Mission Mars 2008) illustrant la qualité des affleurements omanais	37
Figure 1.11 : Systèmes sédimentaires proposés pour la Formation Mishrif, (A) au large d'Abu Dhabi (modifié d'après Burchette, 1993, Alsharhan & Nairn, 1993) ; et (B) pour le champ Fateh au large de Dubaï (modifié d'après Jordan <i>et al.</i> , 1985 ; Alsharhan & Nairn, 1993).....	40
Figure 1.12 : Localisation et maturité des roches mères potentielles Khatiyah (A) et Diyab (B) au large des Emirats Arabes Unis. Ro : Réflectance de la vitrinite. Modifié d'après Alsharhan, 1989	43
Figure 1.13 : (A) Répartition des principaux puits d'exploration du champ GUIRIEL et profondeur actuelle (en mètres) de la discontinuité sommitale (TMU). (B) Carte interprétative basée sur la sismique haute résolution du champ Guiriel, pointant les linéaments et des zones interprétées comme karstifiées affectant le sommet du Mishrif (Botton-Dumay <i>et al.</i> , 2002).....	45
Figure 1.14 : Transect des forages étudiés. La discontinuité sommitale (TMU) est prise comme référentiel horizontal. Les argiles du Laffan bien que non carottées sont représentées au sommet de la TMU.....	46
Tableau 1.1 : Nombre d'échantillons sélectionnés par puits et nombre d'analyses effectuées	47

Introduction

L'objectif principal de ce chapitre est de faire un état des lieux des connaissances acquises sur la Formation Mishrif et le secteur d'étude. Après une synthèse des travaux de référence portant sur la paléogéographie et l'évolution tectonique du Moyen-Orient permettant de contraindre le cadre géologique global, ce chapitre s'attachera à replacer la Formation Mishrif dans son contexte stratigraphique et sédimentologique. Enfin, le point sera fait sur le système pétrolier associé à cette formation carbonatée, ainsi qu'une synthèse des données non confidentielles portant sur le champ étudié.

Remarques préliminaires à l'étude : L'objet d'étude présenté dans ce chapitre est un champ pétrolier producteur offshore du Golfe Persique. Face à la concurrence entre les compagnies exploitant les géo-ressources de cette zone, il a été demandé par Total de respecter certaines clauses de confidentialité lors de la rédaction du présent manuscrit. Le nom du champ et des différents puits sont donc fictifs, sans localisation précise. Ce champ sera nommé Guiriel, nom déjà utilisé par Botton-Dumay *et al.* (2002) et Massonat & Pernarcic (2002) pour le désigner. Les profondeurs des échantillons seront données en mètres sous la discontinuité sommitale du Mishrif et notées bTMU (*below Top Mishrif Unconformity*) et non en profondeur mesurée sur les logs.

1. Evolution paléogéographique et structurale de la plaque arabique

Le champ Guiriel est localisé sur une unité lithosphérique appelée plaque arabe. Située en périphérie de la plaque africaine cette zone a été le témoin d'une histoire tectonique et sédimentaire complexe permettant le dépôt d'une puissante série sédimentaire atteignant 8000m d'épaisseur sur la bordure ouest de l'Arche Qatar (Konert *et al.*, 2001 – Fig. 1.1).

Au vu de la quantité de publications disponibles sur l'ensemble du Moyen-Orient, les paragraphes qui suivent ne sont qu'une synthèse visant à décrire les grands traits de l'évolution de la zone d'étude. Pour plus de précisions le lecteur pourra se référer aux différents articles de synthèse (e.g. Ziegler, 2001 ; Sharland *et al.*, 2001, 2004).

1.1. Précambrien et Cambrien

Les premiers dépôts sédimentaires reconnus au Moyen-Orient sont des systèmes clastiques datés du Précambrien, affleurant notamment en Oman (Sharland *et al.*, 2004). Au-dessus, le dépôt de vastes

systèmes salifères entre la fin du Précambrien et la base du Cambrien (Sels d'Hormuz – Warren, 2010 ; Motamedi *et al.*, 2011) constitue le premier comblement sédimentaire majeur préservé dans le Golfe persique (Fig. 1.2). Ces dépôts évaporitiques se sont mis en place uniquement dans de larges grabens liés à d'anciennes phases de rifting (Konert *et al.*, 2001). Leur position et celle des grands linéaments affectant le socle précambrien (dont l'Arche Qatar orientée NE – SW) constituent un facteur de contrôle tectonique primordial pour la mise en place et la déformation des sédiments sus-jacents (Ziegler, 2001). Au cours du Paléozoïque (entre le Cambrien moyen et le Permien moyen) les sédiments sont majoritairement clastiques et se mettent en place entre d'importants hiatus sédimentaires (Konert *et al.*, 2001 ; Sharland *et al.*, 2004).

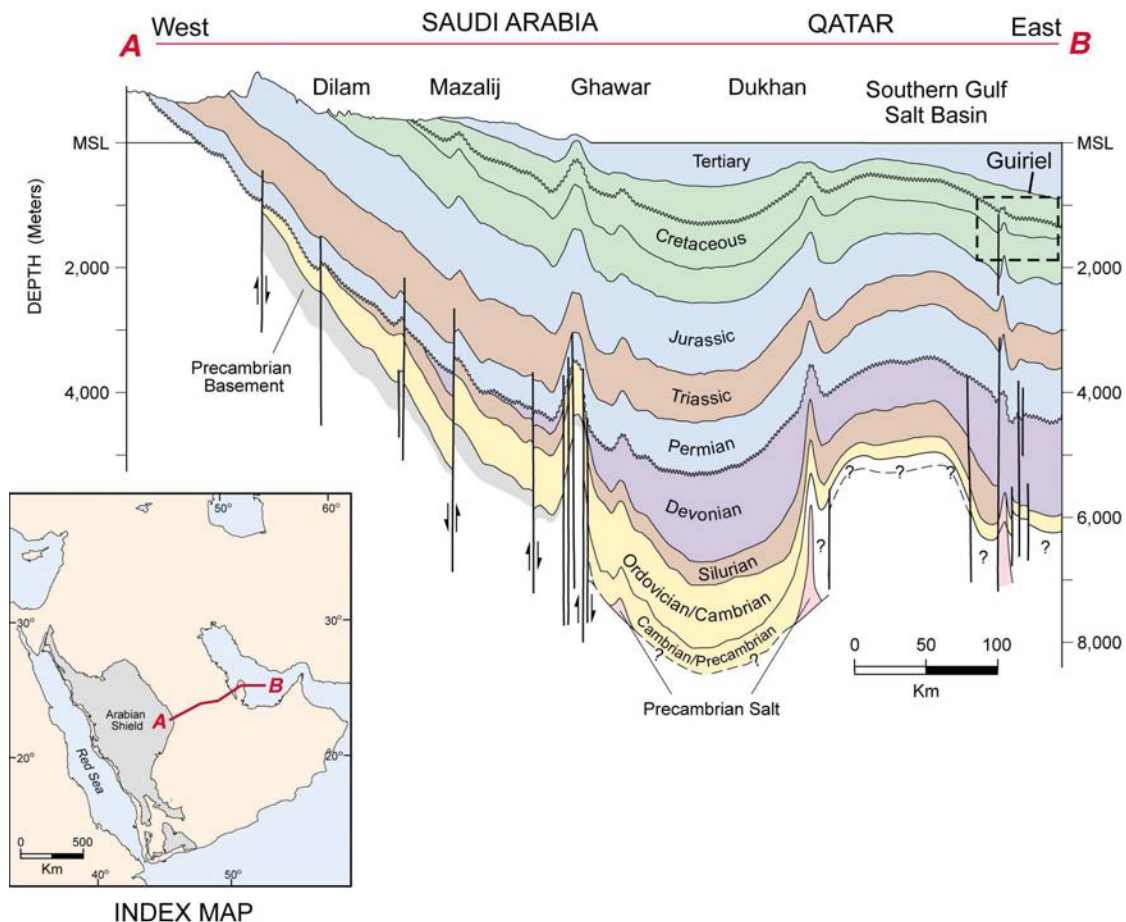


Figure 1.1 : Coupe géologique entre l'Arabie Saoudite et le Qatar montrant la série sédimentaire déposée sur la plaque arabe (Konert *et al.*, 2001).

1.2. Période d'ouverture de la Néo-Téthys

La période entre le Permien supérieur et le Trias moyen marque le début du développement d'une nouvelle marge passive intimement liée à l'ouverture de la future Neo-Téthys (Fig. 1.2). La plate-forme orientée ENE est le siège d'une sédimentation marine peu profonde, allant jusqu'à des environnements

évaporitiques inter à supratitaux sous un climat aride. C'est à la fin de cette période (Permien supérieur) que se met en place la "plate-forme Khuff" qui renferme les plus grands gisements à gaz mondiaux (champs de *South Pars* en Iran et *North Dome* au Qatar dans les Formations Dalan supérieur et Kagan), les intervalles évaporitiques servent alors de couvertures intra-réservoir.

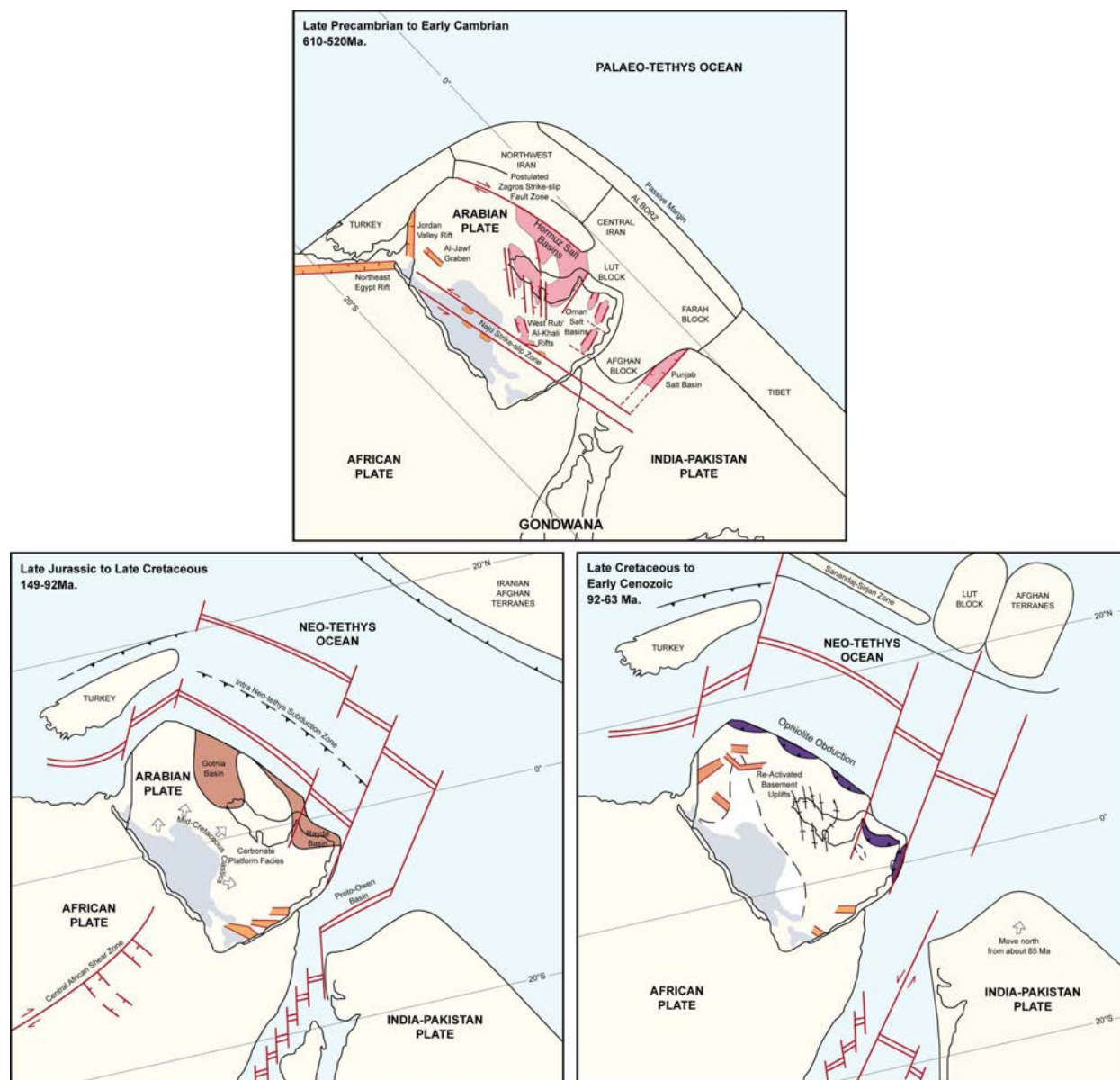


Figure 1.2 : Grands traits de l'évolution paléogéographique et structurale de la plaque arabe. Modifié d'après Sharland *et al.*, 2001.

Au cours de la période allant du Trias supérieur à la base du Jurassique inférieur, une phase de rifting affecte la marge nord de la plaque engendrant la mise en place d'une nouvelle marge passive. La partie sud de la plaque et la bordure SE du bouclier arabe sont quant à eux soulevés et érodés, induisant d'énormes apports de sédiments clastiques (Murris, 1980).

Au Moyen-Orient, le Lias est surtout représenté par une importante lacune de sédimentation (Sharland *et al.*, 2004 ; Haq & Al-Qahtani, 2005) comprise entre le Rhétien-Hettangien et la base du Toarcien. Durant le Toarcien, la reprise de la sédimentation carbonatée s'amorce, en lien avec un haut niveau eustatique puis avec le début de la grande transgression du Dogger et du Malm (Fig. 1.3 - Haq & Al-Qahtani, 2005).

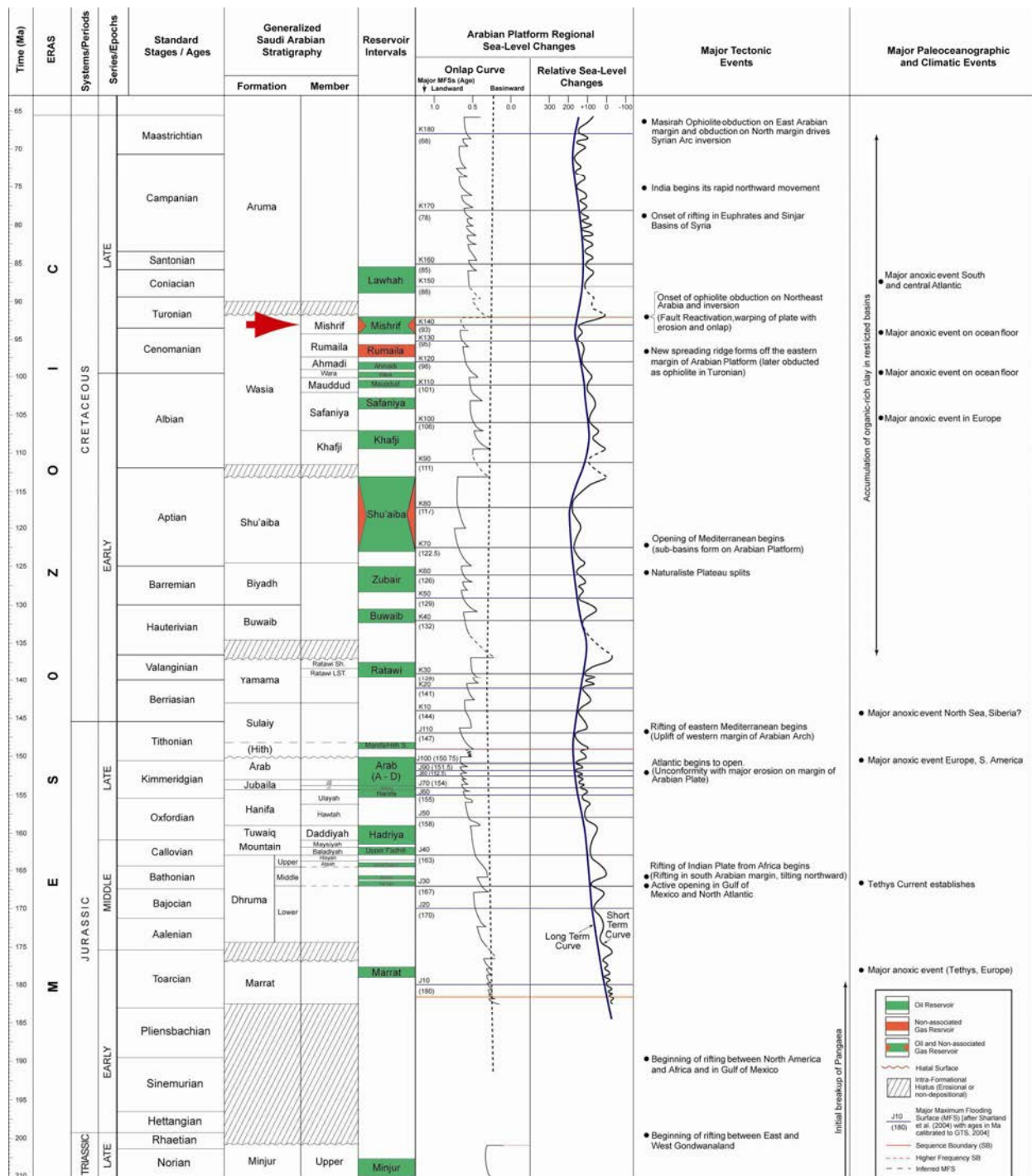


Figure 1.3 : Variations du niveau marin sur la plate-forme arabe pour le Mésozoïque. La Formation Mishrif est pointée par une flèche rouge. Modifié d'après Haq & Al-Qahtani (2005).

A partir du Jurassique moyen et jusqu'au Crétacé moyen, le Moyen-Orient va devenir le siège d'une plate-forme stable (avec des bassins intra-plate-forme) développée sur la marge passive sud de la Néo-Téthys. Au Dogger, le bassin de Gotnia ouvre un passage pour la mer, permettant l'ennoiement progressif de la plate-forme conduisant, à la fin du Dogger, à l'installation d'un régime sédimentaire à dominante carbonatée ponctué notamment par des systèmes récifaux sur la pente ouest de la marge.

Le Jurassique supérieur est marqué par le début du rifting lié à l'ouverture de l'Océan Indien (séparation entre la plaque indienne et le bloc plaque africaine – plaque arabe et formation du bassin proto-owen, Fig. 1.2). Les bassins intra-plate-formes centres-arabes sont progressivement comblés par des systèmes argileux. A la fin du Kimméridgien, de larges portions de la plate-forme sont scellées par l'épaisse série des anhydrites de la Formation du Hith.

Le Jurassique est une période très importante pour l'industrie pétrolière car la sédimentation variée permet : (1) la mise en place de réservoirs dont les plus importants sont localisés dans la Formation Arab (*ex.* champ à huile et gaz de Ghawar en Arabie Saoudite), (2) la présence de couverture d'extension régionale (*ex.* Anhydrites du Hith), et surtout (3) des roches mères matures dans les intervalles Bajocien-Bathonien (*ex.* Formation Sargelu) et Callovo-Oxfordien (Formations Hanifa et Diyab).

Au début du Crétacé, le niveau eustatique est élevé (environ 200m de plus qu'aujourd'hui, Haq & Al-Qahtani, 2005) favorisant une sédimentation de plate-forme carbonatée peu profonde sur la majeure partie de la plaque arabe, à une paléolatititude comprise entre 5°S et 15°N (Blackey, 2006). A la base du Berriasien débute une baisse régionale du niveau marin relatif qui atteindra son maximum de chute à la base de l'Hauterivien (Haq & Al-Qahtani, 2005) entraînant la réduction de la plate-forme carbonatée et l'extension des systèmes clastiques peu profonds sur la majeure partie du Moyen-Orient (Ziegler, 2001). Durant l'Aptien les plates-formes présentent une sédimentation à dominante carbonatée. Une nouvelle hausse eustatique atteint son maximum à l'Aptien inférieur permettant l'ennoyage de l'ensemble des bordures des plates-formes, stoppant partiellement l'apport de matériel clastique. La seconde baisse eustatique du Crétacé inférieur prend fin avec la grande émergence de l'Aptien supérieur (Top Shuaiba). A l'Albien le niveau marin reste relativement bas, ce qui associé à l'humidité du climat permet l'érosion intensive du bouclier arabe et augmente les apports terrigènes.

Au Crétacé inférieur (anté-Albien), l'ouverture de l'Océan Atlantique central induit le changement de direction des mouvements de la plaque arabe. Ces mouvements impliquent des changements drastiques au niveau du climat, la plaque arabe passant d'un domaine tropical aride à une position équatoriale en climat plus humide (Sharland *et al.*, 2001). L'augmentation des précipitations implique une altération accrue des parties soulevées du bouclier arabe, entraînant des apports majeurs de sédiments clastiques en provenance

de l'ouest. L'association entre la contrainte tectonique et la charge verticale liée au poids des sédiments permet la reprise du diapirisme des sels précambriens qui va conduire à la formation de larges dômes de sels sur lesquels vont se mettre en place la plupart des colonies de rudistes rencontrées au Crétacé inférieur (Formation Shuaiba par exemple – Alsharhan, 1995).

1.3. Période de fermeture de la Néo-Téthys

La base du Crétacé supérieur (Cénomaniens) voit le développement des rudistes à l'est, au NO et au NE de la plaque arabe. Au Crétacé moyen, augmentation du taux de dérive des continents (en lien avec la continuité de l'ouverture de l'Atlantique sud – Ziegler, 2001), permettant au Turonien moyen le début de l'obduction des ophiolites de la Néo-Téthys sur la marge NE de la plaque arabe. Il s'agit là d'une période clé dans l'histoire géologique du Moyen-Orient, avec l'inversion de l'état de contrainte régional qui va en grande partie structurer l'actuel Golfe Persique, initiant ou confortant la plupart des pièges tectoniques observés actuellement (Fig. 1.4).

Environ 50% des réserves en huile du Golfe Persique sont localisées dans des sédiments crétacés (Nurmi & Standen, 1997 ; Ehrenberg *et al.*, 2008). La production est majoritairement concentrée sur les bordures des plates-formes carbonatées, avec toutefois beaucoup de réservoirs dans les sédiments clastiques jusqu'au Turonien (réservoirs du Kuwait et du sud-Irak).

Les principales formations carbonatées qui livrent des réservoirs sont la Formation Ratawi en Arabie Saoudite et à Bahreïn, les Formations Habshan, Lekhwair et Kharaib aux Emirats Arabes Unis et la Formation Fahliyan en Iran (Berriasien à Albien). Pour la fin du Crétacé inférieur (Formation Shuaiba) les réservoirs sont majoritairement localisés dans les niveaux riches en rudistes, le long des bordures de la plate-forme et sur les coussins de sel (Alsharhan, 1995, Ziegler, 2001). Ces réservoirs sont régionalement scellés par les argiles de la Formation Nahr Umr.

A la base du Crétacé supérieur (Cénomaniens), la Formation Mishrif (voir paragraphe 3.1) ainsi que ses équivalents latéraux et régionaux (par exemple Formations Sarvak en Iran ou Natih en Oman) livrent de nombreux réservoirs dans les systèmes carbonatés.

Entre le Paléocène supérieur et l'Oligocène inférieur le niveau marin relatif est assez élevé (environ 150m de plus qu'à l'heure actuelle) permettant l'ennoiement de l'est de la plate-forme arabe par une mer peu profonde souvent proche de l'émersion et bordée par des sebkhas côtières (Formation Rus). La transition entre l'Eocène et l'Oligocène est marquée par le début d'une grande baisse du niveau marin relatif qui se poursuit jusque dans l'actuel.

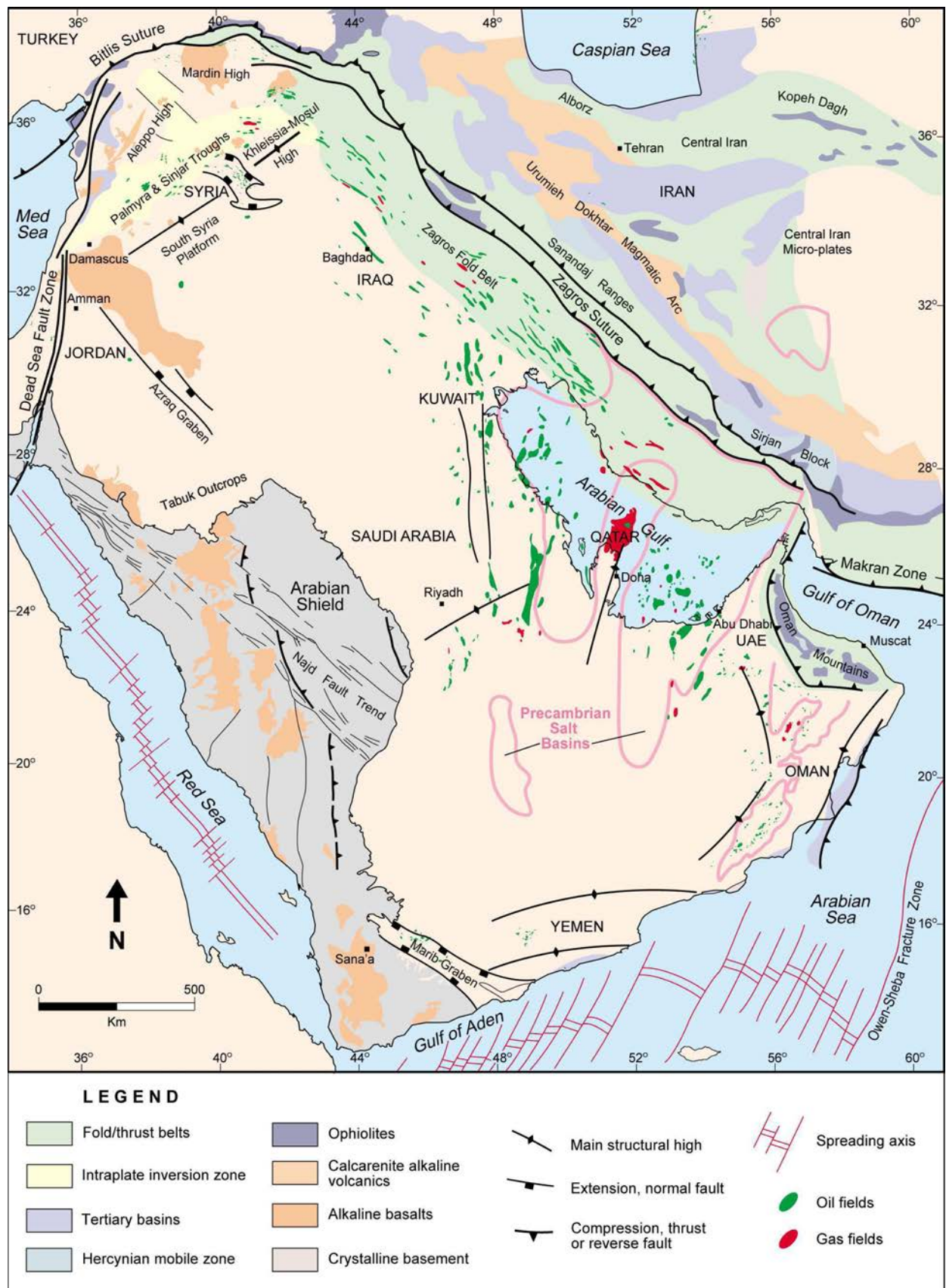


Figure 1.4 : Eléments tectoniques majeurs à l'échelle de la plaque arabique (Konert *et al.*, 2001).

La chaîne du Zagros est un élément structural majeur du Moyen-Orient (Fig. 1.4.). Sa formation commence entre l'Eocène moyen et le Miocène inférieur avec la collision entre la plaque arabe et l'Asie du Sud.

La chute eustatique amorcée au milieu du Cénozoïque se traduit au Pléistocène par le niveau marin le plus bas enregistré sur la plate-forme arabe depuis le début du Toarcien (Haq & Al-Qahtani, 2005). La collision du Zagros étant toujours active à cette période, plus de 1000m de conglomérats et de sables se déposent en périphérie des zones soulevées, notamment sur la limite nord-est du craton.

Dans sa partie est, le Golfe Persique va progressivement prendre sa forme actuelle avec des dépôts argileux rapidement remplacés par une sédimentation carbonatée (Purser, 1983).

2. Le Cénomanien

Comme vu précédemment, le Cénomanien est une période très importante dans l'histoire géologique du Moyen-Orient puisque c'est à cette époque que se fait le passage entre système extensif (ouverture de la Néo-Téthys) et système compressif (ouverture de l'Atlantique et fermeture de la Néo-Téthys). A cette époque la quasi-totalité du Moyen-Orient forme une vaste plate-forme peu profonde en bordure de la plaque africaine et de la Néo-Téthys (Fig. 1.5).

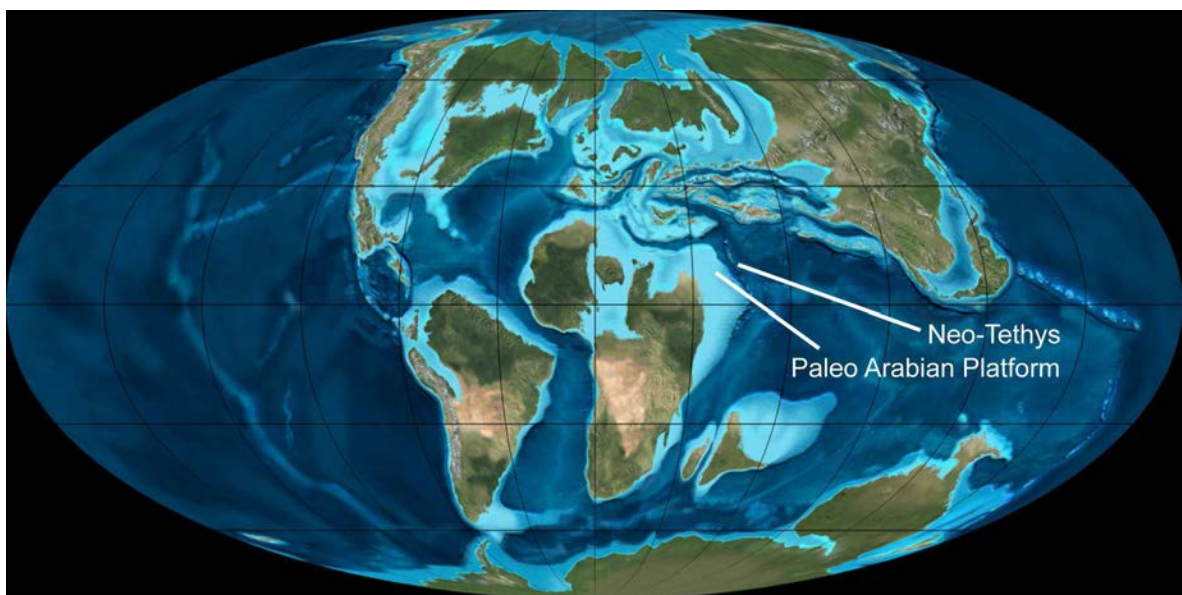


Figure 1.5 : Carte paléogéographique globale pour la période du Turonien (Blackey, 2006).

2.1. Durée et biostratigraphie

En fonction des échelles de temps utilisées, le Cénomanién a une durée temporelle comprise entre 5 et 6,6 millions d'années (Fig. 1.6) :

96 – 91 Ma → 5 Ma (Odin & Odin, 1990)

98,9 – 93,5 Ma → 5,4 Ma (Gradstein *et al.*, 1994 ; Sharland *et al.*, 2001)

99,6 – 93,6 Ma → 6 Ma (Gradstein *et al.*, 2004)

99,6 – 93 Ma → 6,6 Ma (Haq & Al-Qahtani, 2005)

Les datations publiées par Gradstein *et al.* (2004) étant toujours utilisées dans les échelles de temps géologiques les plus récentes, une durée de 6 millions d'années sera retenue pour la durée du Cénomanién. Ces datations absolues peuvent être complétées par des datations relatives issues des biozones. Une synthèse des données biostratigraphiques est donnée dans la Fig. 1.6 en regard des différentes datations absolues publiées. La biostratigraphie de l'aire téthysienne pour le Cénomanién est bien contrainte, en partie grâce à des faunes d'ammonites. Selon les auteurs, sept à huit zones d'ammonites sont reconnues (Hardenbol *et al.*, 1998).

Le fort développement des plates-formes carbonatées au Cénomanién s'accompagne d'un très fort développement des foraminifères benthiques et d'une diversification des foraminifères planctoniques, dominés notamment par les Rotalipores. Plusieurs événements affectant ces deux "groupes" sont corrélables sur l'ensemble de la zone téthysienne et constituent donc de bonnes lignes temps :

- Disparition des Orbitolines à la fin du Cénomanién moyen (Schroeder & Newmann, 1985).
- Disparition des Préalvéolines au Cénomanién supérieur (Schroeder & Newmann, 1985).
- Disparition des Rotalipores à la fin du Cénomanién, en relation avec l'événement anoxique OAE-2 (Caron, 1985).

Organismes quasi-symboliques du Crétacé supérieur, le groupe des rudistes en pleine expansion connaît un ralentissement de la diversité générique à la limite Cénomanién-Turonien (Masse & Philip, 1986 ; Philip & Platel, 1996). Là encore, plusieurs événements peuvent servir de points de corrélation pour la période du Cénomanién :

- Au Cénomanién strict, Philip *et al.* (1995) et Philip & Platel (1996) rapportent l'augmentation générique des Caprinidés alors que les Caprotinidés vont s'éteindre doucement.
- A la fin du Cénomanién et surtout à la limite Cénomano-Turonienne, Masse & Philip (1986) et Philip & Platel (1996) montrent, en lien avec les variations eustatiques, la disparition de

nombreux genres de Caprinidés et de certains Radiolitidés, de façon concomitante à l'apparition des Hippuritidés.

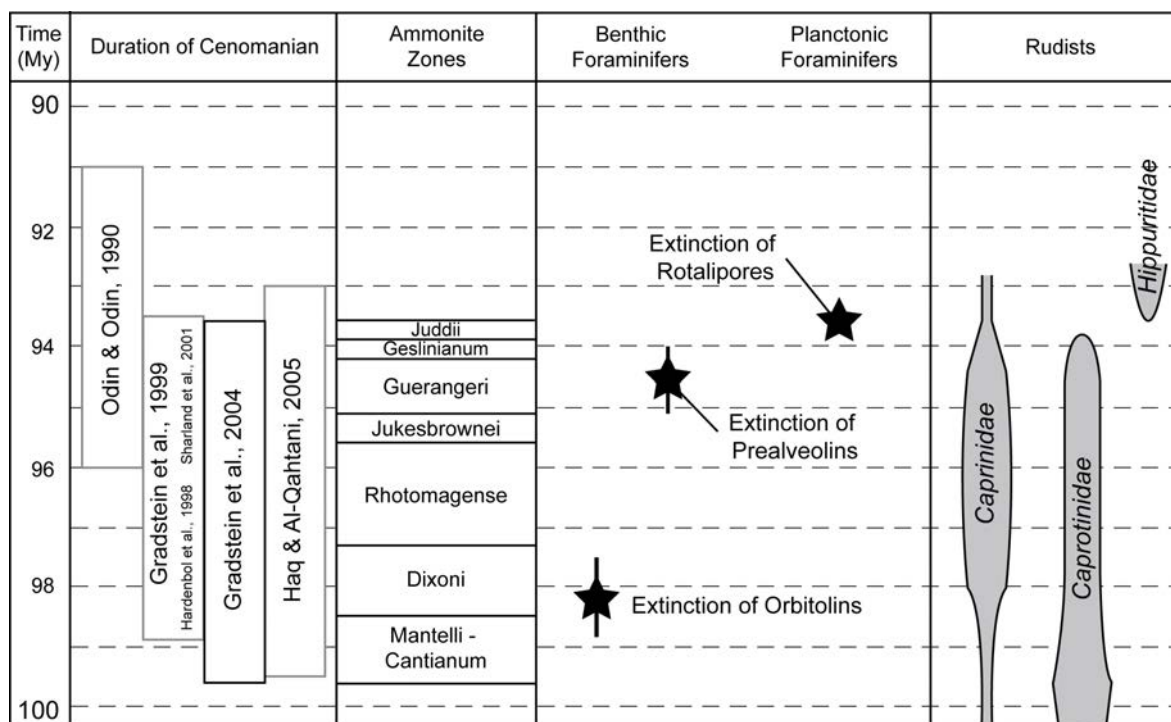


Figure 1.6 : Extension temporelle (datations absolues) proposées pour le Cénomanien et compilation des données et événements biostratigraphiques (voir références dans le texte).

2.2. Eustatisme

A l'échelle mondiale, le Cénomanien représente le plus haut niveau marin relatif enregistré jusqu'à au cours du Phanérozoïque, et qui se poursuivra jusqu'au Campanien (Gradstein *et al.*, 2004). Au niveau du Moyen-Orient, un maximum transgressif est souvent pointé à la limite Cénomanien-Turonien (Haq & Al-Qahtani, 2005 ; Gebhardt *et al.*, 2010 ; Fig. 1.3).

Il est toutefois important de noter que cette limite céno-maniano-turonienne est associée à un événement anoxique global (OAE2), qui entraîne dans les bassins l'augmentation de l'accumulation des sédiments riches en carbone organique de laquelle découle une excursion positive des isotopes du carbone. Dans le Golfe Arabo-persique, l'OAE2 semble être enregistré au toit de la Formation Sarvak (Razin *et al.*, 2010) et certainement dans son équivalent latéral dans le bassin du Shilaif. Les OAE permettant de grandes accumulations de carbone organique, ils sont en partie responsables de la formation de nombreuses sources d'hydrocarbure (Keller *et al.*, 2008). L'OAE2 pourrait donc être à l'origine des roches mères de la Formation Khatiyah.

2.3. Climat

Le Crétacé est une période dite de *greenhouse* (sans développement de grandes calottes polaires), et est généralement considéré comme une des périodes les plus chaudes que la Terre ait connue au cours du Phanérozoïque (Veizer *et al.*, 2000). Au cours du Crétacé, de petits épisodes glaciaires ont été reconnus au Valanginien et à l'Aptien, tandis qu'au Cénomanién, aucune trace de glace polaire n'a pu être mise en évidence (Price, 1999). Le Crétacé moyen et le Cénomanién en particulier sont généralement reconnus comme des périodes de réchauffement intense (Keller *et al.*, 2008) associées à des concentrations de CO₂ très élevées (Bice & Norris, 2002 ; Fluteau *et al.*, 2007 ; Sinninghe Damsté *et al.*, 2010) et les eaux de surface chaudes pouvaient dépasser les 35°C aux basses latitudes (Norris *et al.*, 2002 ; Bice & Norris, 2002 ; Forster *et al.*, 2007 ; Pucéat *et al.*, 2007 ; Hajikazemi *et al.*, 2010). Le passage du Golfe Arabo-persique en position équatoriale au Crétacé inférieur favorise un climat chaud et relativement humide à semi aride (Burchette, 1993). A cette période, les précipitations aux basses latitudes sont généralement supérieures au taux d'évaporation (Bice & Norris, 2002).

3. La Formation Mishrif dans son contexte régional

3.1. Historique, âge et extension de la Formation Mishrif

Cette formation carbonatée a été observée pour la première fois dans le puits Zubair-3 au sud de l'Irak et publiée par Owen & Nasr (1958). Beaucoup de travaux ont porté sur le Mishrif entre les années 1950 et 1985 (ex. Dunnington *et al.*, 1959 ; James & Wynd, 1965 ; Dunnington, 1967 ; Al-Naqib, 1967 ; Powers, 1968 ; Sugden & Stranding, 1975 ; Burchette & Britton, 1985), et il faudra attendre les années 1990 pour voir publiées les grandes synthèses classiquement utilisées pour le Mishrif (Alsharhan & Kendall, 1991 ; Alsharhan & Nairn, 1993 ; Burchette, 1993 ; Alsharhan, 1995, Aqrabi *et al.*, 1998).

Dernier terme du groupe Wasia, le Mishrif a tout d'abord été daté Cénomanién moyen à supérieur (Alsharhan & Nairn, 1988), pour ensuite se voir attribuer un âge Cénomanién à Turonien inférieur/moyen (Burchette, 1993, Aqrabi *et al.*, 1998). Les datations restent toutefois problématiques en raison de l'extrême rareté des ammonites trouvées dans les carottages.

Les dépôts du Mishrif s'étendent du Nord-ouest au Sud-est, de l'Irak aux Emirats Arabes Unis, avec une séparation au large de l'Irak par des sédiments continentaux et clastiques marins peu profonds (Fig. 1.7).

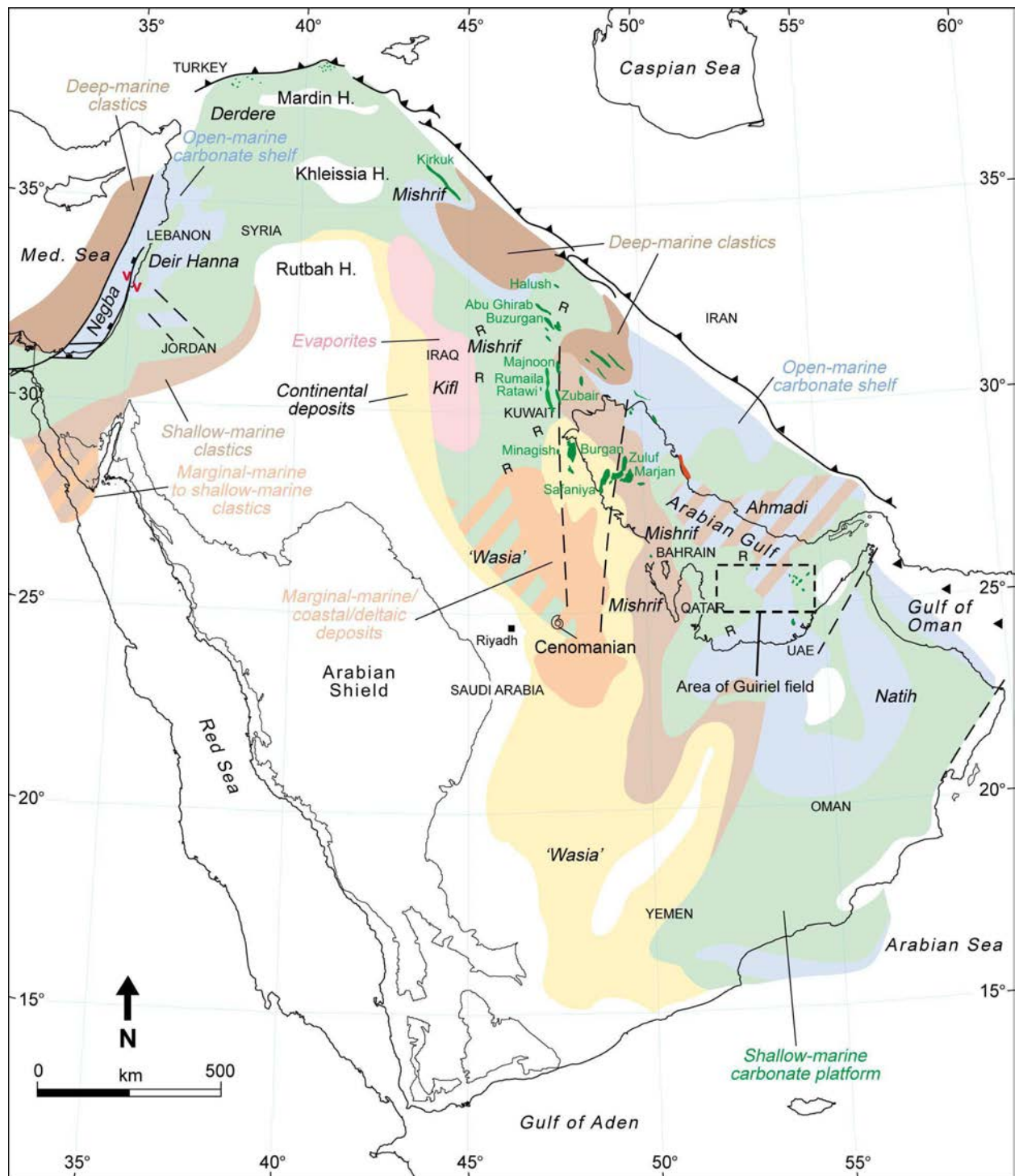


Figure 1.7 : Carte paléogéographique de la péninsule arabe pour l'intervalle Cénomanien-Turonien pointant la position de la Formation Mishrif et de ses équivalents latéraux, Natih et Sarvak (Ziegler, 2001).

L'épaisseur des sédiments du Mishrif est proche de 100 mètres en Irak (Alsharhan & Nairn, 1988) et passe à 150 mètres au Koweït, pour atteindre 250 mètres au large d'Abu Dhabi (Alsharhan, 1995).

Dans le secteur Qatar-Emirats Arabes Unis, les premiers dépôts se font au moment du soulèvement de l'Arche Qatar (Alsharhan, 1995). La progradation des dépôts se fait majoritairement en direction du bassin du Shilaif.

3.2. Formations synchrones

Entre la Jordanie et le Yémen, un minimum de 20 formations différentes sont reconnues pour le Cénomanién (Sharland *et al.*, 2004). Devant cette complexité lithostratigraphique, seules les formations majeures encadrant le Mishrif dans la zone d'étude (entre l'Arabie Saoudite et le Sultanat d'Oman) seront décrites et replacées dans un schéma chronostratigraphique (Fig. 1.8).

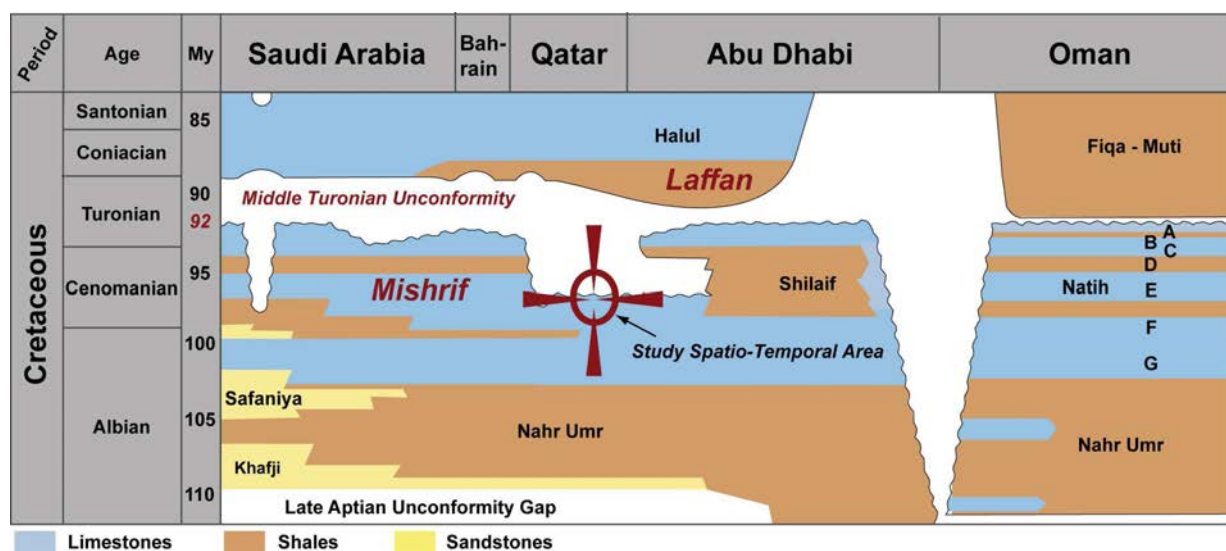


Figure 1.8 : Schéma chronostratigraphique du golfe Arabo-persique pour la période Albien-Santonien. Modifié d'après Sharland *et al.*, 2001 ; courbes eustatiques d'après Haq & Al-Qahtani, (2005).

Formation Shilaif

Développé au niveau des Emirats Arabes Unis, le bassin intra-plate-forme du Shilaif est le siège d'une sédimentation essentiellement marneuse de mer ouverte (riche en foraminifères planctoniques et calcisphères) avec des conditions localement anoxiques (Alsharhan, 1995). Ce bassin s'est mis en place à l'Albien terminal et s'est maintenu jusqu'à la fin du Cénomanién (Figs. 1.7 & 1.9).

Le contact avec les carbonates de plate-forme de la Formation Mishrif est très graduel et interdigité (Alsharhan & Nairn, 1993 ; Burchette, 1993). La Formation Shilaif a une épaisseur maximum d'environ 200m (puits HA-1 du champ Umm Al Dalkh – *offshore* Abu Dhabi) et est formée par six à huit unités élémentaires de type *shallowing upward sequences* composées de mudstones/wackestones bitumineux passant à des argiles légèrement bitumineuses.

Le bassin du Shilaif contient une "sous-formation" appelée Khatiyah, très riche en matière organique localement mature, qui constitue une des principales roches mères des réservoirs du Crétacé supérieur et du Tertiaire (Hajikazemi *et al.*, 2010).

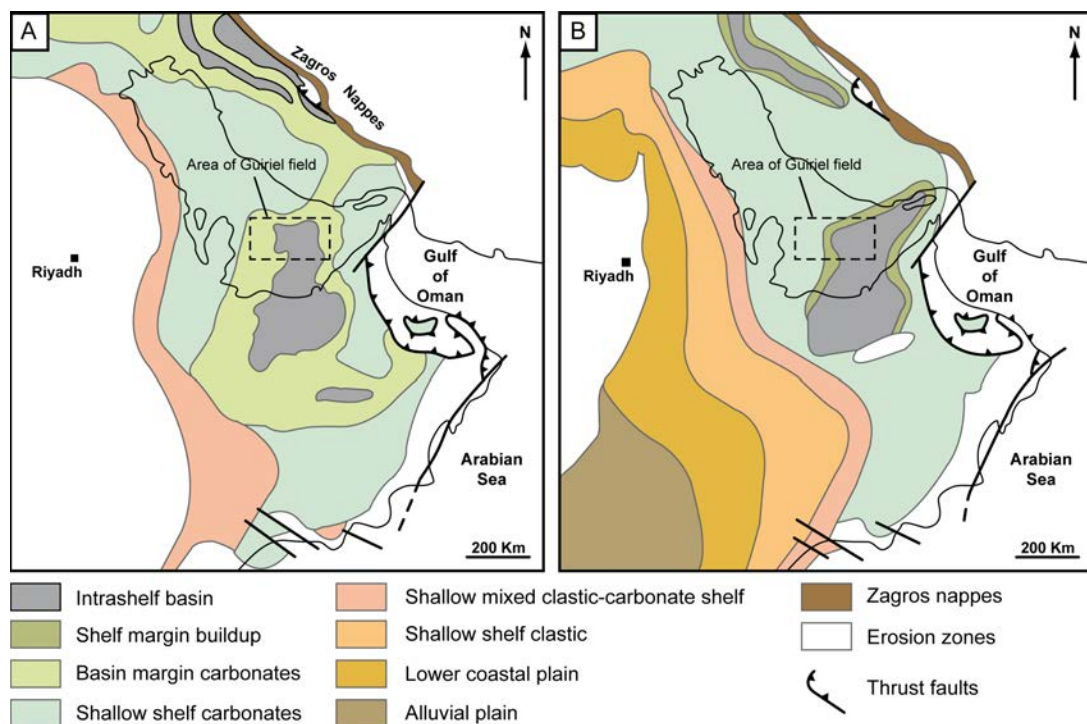


Figure 1.9 : Cartes paléogéographiques du Golfe arabo-persique montrant l'évolution des bassins intra-plateformes et des ceintures d'environnement de dépôts associés. (A) Intervalle Albien supérieur – Cénomanién inférieur ; (B) Cénomanién. Modifié d'après Alsharhan & Nairn, 1988, 1993.

Formation Natih

Le Natih est certainement l'une des formations cénomaniennes les plus étudiées récemment (van Buchem *et al.*, 1996, 2002 ; Droste & van Steenwinkel, 2004 ; Grelaud *et al.*, 2006 ; Champagne *et al.*, 2009 ; Hollis *et al.*, 2010 ; Grelaud *et al.*, 2010). Ceci est en partie dû à la qualité et à l'accessibilité des affleurements omanais (Fig. 1.10).



Figure 1.10 : Transition Natih C – Natih B (coupe Madmar 6, Oman – Mission Mars 2008) illustrant la qualité des affleurements omanais.

La Formation Natih est classiquement divisée en sept unités lithostratigraphiques nommées A à G en partant du sommet à la base. De nombreuses études biostratigraphiques (Simmons & Hart, 1987 ; Smith *et al.*, 1990 ; Kennedy & Simmons, 1991 ; Philip *et al.*, 1995) permettent de placer l'ensemble de la formation entre l'Albien supérieur pour les termes F et G (van Buchem *et al.*, 2002) et le Turonien inférieur à moyen pour les dernières unités (Burchette, 1993). A l'échelle du Golfe Arabo-persique, les unités G et F sont des équivalents de la Formation Maaddud reposant directement sur le Narh Umr, la base de l'unité E correspond latéralement à la Formation Shilaif, tandis que les unités D, C, B et base A correspondent aux équivalents Mishrif (van Buchem *et al.*, 2002).

Deux types de systèmes de dépôts sont observés dans les sédiments de la Formation Natih (van Buchem *et al.*, 2002) :

- une rampe à sédimentation mixte carbonate-argile dominée par les foraminifères benthiques.
- une rampe à sédimentation majoritairement carbonatée développée en bordure d'un bassin intra-plate-forme, avec des rudistes abondants en domaine de rampe médiane.

Ces deux systèmes se mettent en place cycliquement, formant trois grandes séquences (van Buchem *et al.*, 2002) périodiquement émergentes avec la mise en place de grandes incisions (Grelaud *et al.*, 2006, 2010).

Le sommet de la Formation (Natih A ou B selon l'importance de l'érosion turonienne) est scellé par les argiles de la Formation Muti qui servent de couverture aux différents réservoirs cénomaniens localisés en Oman.

3.3. Formations antérieures et postérieures

Formation Mauddud

Premier terme carbonaté dans le Golfe Arabo-persique depuis les dépôts de la Formation Narh Umr (Albien), la Formation Mauddud est comprise dans un intervalle de temps allant de l'Albien terminal à Cénomanién inférieur (Alsharhan & Nairn, 1988 ; Ziegler, 2001 ; Sharland *et al.*, 2004).

Le Mauddud est généralement découpé en deux parties:

- La partie inférieure est composée de wackestones-packstones riches en foraminifères benthiques, bivalves, échinodermes, ostracodes, et pauvres en foraminifères planctoniques.
- La partie supérieure est plus grossière avec des grainstones alternant avec des wackestones riches en foraminifères benthiques, algues rouges, débris de coraux et gastéropodes.

Formation Laffan

En l'absence des formations turoniennes (Tuwayil et Ruwaydha), la Formation Laffan se dépose en discordance sur les carbonates du Mishrif (Alsharhan & Nairn, 1990, 1993 ; Burchette, 1993). Il s'agit d'une série peu épaisse (de 30 à 150m) composée de sédiments argileux et de mudstones riches en ostracodes et en foraminifères benthiques, et déposés dans des environnements prodeltaïques à hémipélagiques (Alsharhan & Kendall, 1995).

Les études biostratigraphiques donnent un âge allant du Coniacien à la base du Santonien, ce qui en fait l'équivalent latéral des Formations Fiqa et Muti des Emirats et de l'Oman. La mise en place de ce système argileux sur l'ensemble du Golfe arabo-persique est liée à la remontée eustatique à court terme faisant suite à la grande régression du Turonien (Alsharhan & Nairn, 1990 ; Haq & Al-Qahtani, 2005). Cette transgression semble en partie liée à l'effondrement du bombement lié à l'obduction turonienne, permettant un approfondissement du bassin et la mise en place des séries argileuses coniaciennes et santoniennes.

3.4. Système de dépôt (état des connaissances)

Les dépôts les plus proximaux (dépôts continentaux et sédiments clastiques marins peu profonds) sont localisés à l'ouest de la péninsule du Qatar et en Arabie Saoudite. Ces systèmes clastiques, n'appartiennent plus à la formation du Mishrif *sensu-stricto* et sont alimentés par l'érosion continue du

bouclier arabe. Les sédiments de la Formation Mishrif se sont majoritairement déposés dans les eaux calmes et peu profondes d'une vaste plate-forme carbonatée bordant la marge du craton arabe (Figs. 1.5 et 1.7).

Basé sur des études sédimentologiques effectuées sur les Formations Mishrif (Alsharhan & Nairn, 1993 ; Burchette, 1993 ; Alsharhan, 1995 ; Aqrabi *et al.*, 1998) et Sarvak en Iran (Taghavi *et al.*, 2006 ; Ghabeishavi *et al.*, 2010), le "système sédimentaire Mishrif" dans le secteur du Golfe Arabo-persique a été décrit comme s'organisant entre un pôle protégé d'arrière biostrome ou de lagon, et un pôle distal constitué par les dépôts du bassin intra-plate-forme du Shilaif (Fig. 1.7 et 1.11). Fréquemment, cinq milieux de dépôt sont décrits par ces différents auteurs :

- L'environnement d'**arrière biostrome** est généralement caractérisé par des mudstones et des wackestones riches en algues vertes (Dasycladales), foraminifères benthiques (Miliolites, Préalvéolines...), ostracodes et rares échinodermes, parfois intercalés avec des packstones-grainstones bioclastiques riches en débris de rudistes. Peu de structures sédimentaires sont observables, en dehors des bioturbations et de remplissages micritiques géotropes. Les sédiments d'arrière biostrome se sont généralement déposés dans des environnements de type lagon avec des eaux calmes et peu profondes, parfois troublées par des tempêtes ou des marées importantes qui vont déposer des lits de débris de rudistes. (Burchette, 1993 ; Alsharhan & Nairn, 1993)

- Les environnements de **shoal et de biostromes à rudistes** sont symptomatiques de la Formation Mishrif en raison de leur importance dans les réservoirs à hydrocarbures. Ils sont constitués de sédiments relativement grossiers de type packstones à grainstones-rudstones riches en débris de rudistes, voire de rudistes très bien conservés. Les rudistes sont toutefois moins abondants que pendant le dépôt de la Formation Shuaiba. Dans le Mishrif, les bancs à rudistes sont généralement fins et forment de faibles reliefs comme c'est le cas des patchs observés dans les champs Rumaila et Zubair en Irak (Alsharhan, 1995). Les autres organismes sont de rares foraminifères benthiques (essentiellement des miliolites), des échinodermes, des hexacoralliaires et des éponges. Les dépôts s'organisent de façon aléatoire sans litage apparent (en dehors de petites successions grano-croissantes), et les seules structures sédimentaires apparentes sont des bioturbations. Ces dépôts se mettent en place avec une énergie modérée, généralement sur les bordures de la plate-forme. (Burchette, 1993 ; Aqrabi *et al.*, 1998).

- **En avant des biostromes** se mettent en place des packstones et des grainstones riches en débris de rudistes et en péloïdes, montrant généralement des séquences grano-croissantes bien marquées. Les bivalves, foraminifères benthiques et échinodermes y sont communs, associés à des organismes fousseurs responsables d'une intense bioturbation.

A	Formation	SHILAI F	MISHRI F				
	Lithofacies	Intraself basin	Platform slope	Shoal	Biostrome	Back shoal	Platform Lagoon
	Model of low-gradient carbonate platform margin						
	Lithology	Dark-brown, silt-grade bioclastic Pst-Wst-Mst	Coarsening upward from well-bedded, bioturbated silt-grade bioclastic Pst to poorly bedded Pst.	Unbedded medium to very coarse-grained bioclastic Pst & Gst.	Unbedded extremely coarse shelly bioclastic Pst and Wst	Fine to very coarse-grained bioclastic Pst and Gst.	Grey, indistinctly bedded benthic foraminiferal and peloidal Mst and Wst.
	Fossils	Oligostegina, pelagic foraminifers, rare bivalves, uncommon burrowing organisms	Bivalves, burrowers	Rudists, other bivalves, corals, uncommon benthic foraminifers and echinoderms		Abundant chondrodonta, Ophiomorpha, scattered radiolitic rudists, burrowing organisms.	Benthic foraminifers: Dicyclina, Orbitolina, Praealveolina, Nezzazata, Ostracodes, rare bivalves.
	Sedimentary structures	Well bedded, intensively compacted, microstylolites	Grading up from moderately well-bedded to poorly bedded. Stylolites and common bioturbations.	Bioturbation	Coarsening upwards succession, minor bioturbation	Common stylolites and bioturbations. Rare ripple-cross laminations.	Burrows, stylolites rare laminations
	Porosity (%)	0.3 - 13	0.1 - 29	6.5 - 36	4.8 - 30	4.7 - 20	0.1 - 20
	Permeability (mD)	0.01 - 110	0.1 - 90	0.01 - 700	0.01 - 950	0.02 - 950	0.01 - 80
	Depositional environments	Open marine basinal, low turbulence and poor oxygenation	Progradation of a carbonate platform slope into the basinal environments	Moderate energy shoals and banks at the platform margin	Biostromal buildup near prograding shelf margin	Transition zone from platform to margin shoals and platform interior lagoon. Sediment is shoal-derived sand sheets and washovers.	Broad quiet water lagoon sheltered by platform margin shoals

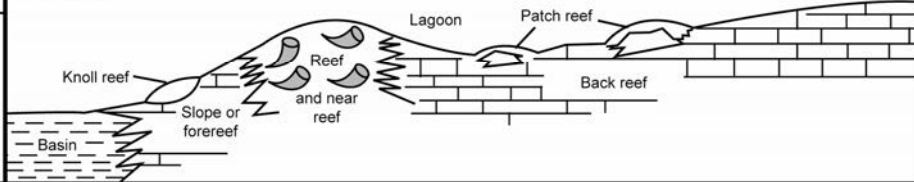
B	Formation	KHATIYAH	MISHRIF		
	Reef classification				
	Lithology	Mudstones and grey calcareous shales	Rudist grainstones to packstones Pelletal grainstones to packstones	Rudist grainstones to packstones and rudist grainstones with whole rudists. Pelletal grainstones to packstones	Algal foraminiferal wackestone to mudstones (mainly platy green algae and miliolids) Rudist boundstones to packstones and pelletal packstones to wackestones
	Fossils	Bivalves, planctonic foraminifers and ostracods	Rudist and pelecypod fragments some miliolids and echinoderms	Chondrodonta, Rudists, Miliolids, Echinoderms, Corals	Caprinids and Monopleurids in patch reefs, miliolids, Praealveolina, Bacinella and dasyclad algae, echinoids
	Sedimentary structures	Burrowing, fractures, stylolites	Burrowing, fractures, geopetal, argillaceous wisps, fractures	Burrowing, fractures, geopetals	Burrowing, brecciation, fractures, geopetals, stylolites, internal fractures filled with pyrite
	Porosity types		Interparticle, vuggy, moldic, shelter and intraparticle	Interparticle, intraparticle, moldic and vuggy	Interparticle and moldic
	Porosity (%)		10 - 25	20 - 35	1 - 25
	Permeability (mD)		5 - 30	50	5 - 10
	Average thickness (ft)	200	75 - 150	100	30 - 50
	Reservoir quality	Source	Excellent	Good to excellent	Poor to zero
	Profile position	Basin	Slope	Outer shelf	Middle shelf

Figure 1.11 : Systèmes sédimentaires proposés pour la Formation Mishrif, (A) au large d'Abu Dhabi (modifié d'après Burchette, 1993, Alsharhan & Nairn, 1993) ; et (B) pour le champ Fateh au large de Dubaï (modifié d'après Jordan *et al*, 1985 ; Alsharhan & Nairn, 1993).

Des liserés argileux s'intercalent parfois entre les bancs carbonatés. Ces sédiments, mis en place à proximité de la limite d'action des vagues de beau temps, forment la partie la plus importante du système progradant du Mishrif. (Burchette, 1993).

- La dernière partie du système sédimentaire est représentée par les environnements distaux de **bassin intra-plate-forme** avec des sédiments qui au sens strict n'appartiennent plus à la Formation Mishrif mais au Shilaif et au Khatiyah (Fig. 1.11). Il s'agit principalement de sédiments boueux (mudstones-wackestones), parfois marneux, riches en foraminifères pélagiques et déposés dans un domaine de mer ouverte sous la limite d'action des vagues de beau temps, avec de fréquentes zones anoxiques. (Burchette, 1993 ; Alsharhan & Nairn, 1993). Ces dépôts sont localisés au niveau des Emirats Arabes Unis et de la partie ouest de l'Oman.

Variabilité et limitations du profil de dépôt

Si la synthèse du profil de dépôt qui vient d'être présentée montre la distribution "conceptuelle" des sédiments entre des pôles distaux et proximaux, les frontières entre les différents milieux sédimentaires sont souvent difficiles à placer avec précision dans les carottages, en partie à cause d'une intense bioturbation, mais aussi en raison de l'absence d'une barrière ou d'un *shoal* continu séparant les environnements interne et externe (Burchette, 1993 ; Aqrabi *et al.*, 1998). Au contraire, le caractère discontinu des *shoals* à rudistes génère un damier complexe de milieux sédimentaires qui peuvent se déplacer ou disparaître au cours des phases progradantes, aggradantes ou rétrogradantes. Certains shoals à rudistes montrent toutefois une localisation relativement stable, en particulier lorsqu'ils se développent sur des structures salifères ou des soulèvements de socle (Burchette, 1993 ; Sadooni, 2005). Dans les environnements en marge des biostromes à rudistes, une grande partie de la production bioclastique est liée au démantèlement des coquilles de rudistes (en particulier des Radiolitidés). Cette désagrégation des coquilles peut se faire en partie grâce au déferlement de la houle sur les bordures des biostromes, mais Alsharhan & Nairn (1993) proposent aussi que le démantèlement des rudistes soit fait dans des conditions de faible hydrodynamisme, impliquant un démantèlement biologique et une forte bioérosion.

3.5. Discontinuité sommitale

L'obduction des ophiolites au Turonien forme un bombement régional et entraîne le soulèvement de la plate-forme selon un axe Nord-Sud. Les sédiments du Mishrif sont alors fortement érodés (le taux d'érosion augmente en direction de l'Arche Qatar).

Dans le secteur étudié, cette phase de soulèvement est associée à une longue période d'émersion (entre 9 et 2 millions d'années – Massonat & Pernarcic, 2002 ; Haq & Al-Qahtani, 2005) marquée par une discontinuité majeure appelée ici TMU (pour *Top Mishrif Unconformity*). Cette période émersive en climat humide à semi aride (Burchette, 1993) est caractérisée en Iran et aux Emirats Arabes Unis par la mise en place de grands systèmes karstiques, incluant dolines paléosols et cavités endokarstiques ainsi que des paléosols et des bauxites/latérites (Montenat *et al.*, 1999 ; Farzadi, 2006 ; Farzadi & Hesthammer, 2007 ; Hajikazemi *et al.*, 2010). Cette discontinuité est classiquement associée à des phénomènes diagénétiques précoces liés à l'introduction de fluides météoriques (Hajikazemi *et al.*, 2010). Les processus diagénétiques associés à la TMU ainsi que leur impact sur le réservoir Guiriel seront décrits et discutés dans le Chapitre 5 de cette étude.

3.6. Système pétrolier

Roche mère

Comme il a été décrit précédemment, la plate-forme cénomaniennne est ponctuée par des bassins intra-plates-formes de grande envergure. L'un d'eux, le bassin du Shilaif, est situé non loin du secteur d'étude et s'étend jusqu'aux Emirats Arabes Unis (Fig. 1.9). L'intervalle le plus riche en matière organique déposé dans ce bassin forme le Membre Khatiyah. Les sédiments contiennent une matière organique de type II (origine marine) et présentent des valeurs de carbone organique total (COT) généralement comprises entre 2 et 5%, plus rarement jusqu'à 10% (Alsharhan, 1989). Ces sédiments sont souvent considérés comme étant la roche mère principale des réservoirs Mishrif (Videtic *et al.*, 1988 ; Alsharhan & Scott, 2000 ; Hajikazemi *et al.*, 2010 ; Al-Zaabi *et al.*, 2010 ; Taher *et al.*, 2010). Cependant, la maturité du Khatiyah est problématique du fait de son enfouissement modéré, dans certaines parties du Golfe Persique (localement inférieure à 1000m – Rahmani *et al.*, 2010). Cette restriction n'est toutefois pas valable pour la partie axiale et est du golfe où l'enfouissement est supérieur et la roche mère mature (Fig. 1.12A - Alsharhan, 1989).

Une autre roche mère potentielle s'est déposée au cours de l'Oxfordien sur une zone allant de l'Arabie Saoudite aux Emirats Arabes Unis : il s'agit de la formation calcaro-argileuse Hanifa-Diyab (Alsharhan, 1989 ; Vieban *et al.*, 2006). Cette roche mère est mature sur une large partie de son aire de répartition du fait d'un fort enfouissement (Fig. 1.12B). Elle contient en moyenne 2% de carbone organique venant d'une matière organique là encore d'origine marine (Alsharhan, 1989). La mise en charge du Mishrif depuis une roche mère jurassique pose toutefois un problème de migration. En effet, cette roche mère se situe la plupart du temps sous le double écran imperméable des anhydrites du Hith et des argiles de la Formation Narh Umr. Une fracturation permettant la migration est donc nécessaire.

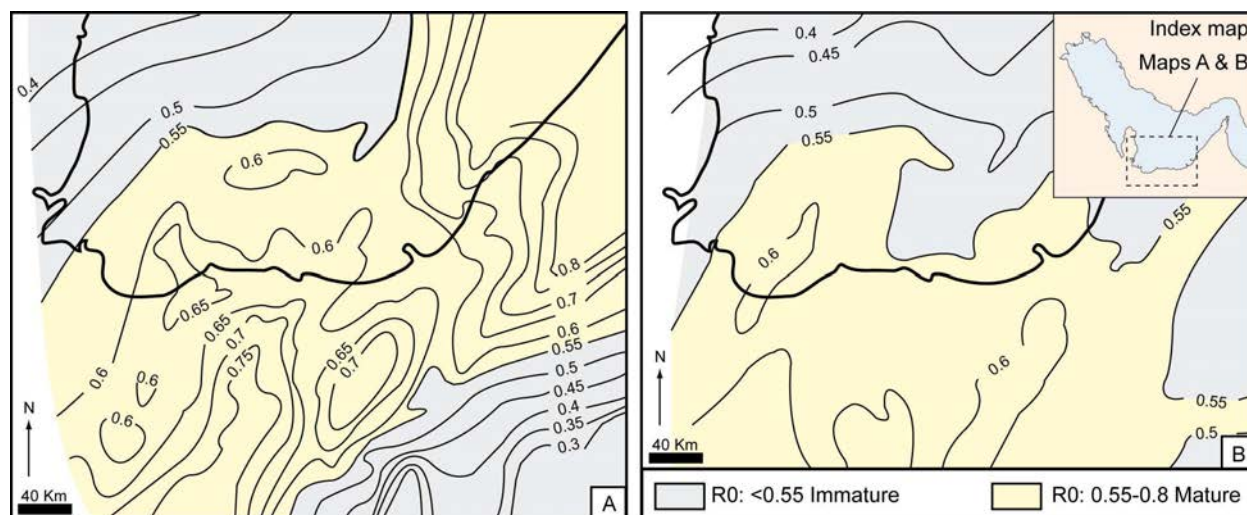


Figure 1.12 : Localisation et maturité des roches mères potentielles Khatiyah (A) et Diyah (B) au large des Emirats Arabes Unis. Ro : Réflectance de la vitrinite. Modifié d'après Alshrhan, 1989.

Les données disponibles dans la littérature étant limitées au sujet des différentes roches mères (problèmes de confidentialités), il n'est pas possible d'apporter ici des éléments plus précis sur l'origine de l'huile remplissant le réservoir Mishrif du champ de Guiriel.

Réservoir

De nombreux auteurs (Burchette, 1993 ; Alsharhan, 1995 ; Al-Siddiqi & Dawe, 1999 ; Sadooni, 2005) ont indiqué que la Formation Mishrif renferme des réservoirs à hydrocarbures, localisés au large des Emirats Arabes Unis (Fateh – Alsharhan, 1995) ou du Qatar (Al-Khalij - Al-Siddiqi & Dawe, 1999), formant aussi les principaux réservoirs carbonatés crétacés de l'Irak (Buzurgan, Majnoon... Ziegler, 2001 ; Sadooni, 2005).

Dans les principaux réservoirs Mishrif du Golfe Arabo-persique, les meilleurs drains forés sont localisés dans les systèmes de *shoal*-biostromes à rudistes. La macroporosité est majoritairement primaire, ou liée à la dissolution de bioclastes. Ceci explique que les propriétés réservoir sont particulièrement bonnes dans les niveaux riches en débris de rudistes, ou ayant subi à un intense lessivage par des fluides météoriques lors de l'émersion turonienne (Burchette & Britton, 1985 ; Alsharhan & Nairn, 1993 ; Alsharhan, 1995 ; Burchette, 1993). Les sédiments boueux de types mudstones et wackestones déposés en arrière des biostromes sont considérés comme ayant des qualités réservoir très faibles à médiocre (porosité inférieure à 20% et perméabilité inférieure à 100mD) mais parfois exploitables (Hollis *et al.*, 2010).

4. Le champ Guiriel

4.1. Un exemple de réservoir à huile dans la Formation Mishrif

Le champ Guiriel est une structure monoclinale inclinée vers le Sud-Est, dont la partie supérieure est en partie érodée par la TMU et scellée par les argiles marines de la Formation Laffan. La colonne d'hydrocarbures est relativement peu épaisse (environ 60 mètres) et livre une huile légère et peu épaisse dont les réserves ont été estimées à environ 200 millions de barils au moment de la découverte.

Onze puits d'exploration ont été partiellement carottés pour contraindre les modèles sédimentologiques et réservoirs (Fig. 1.13A). De plus, dix puits producteurs (dont 7 horizontaux) ont été mis en service depuis le début de la mise en production du champ en 1997.

Le réservoir localisé dans la partie supérieure de la Formation Mishrif montre l'alternance de niveaux très perméables (perméabilité proche de plusieurs Darcy) et très riches en huile, avec des niveaux peu perméables (perméabilité proche des 10mD) avec des saturations en eau beaucoup plus importantes. La présence d'eau mobile et produite est d'ailleurs un des problèmes majeurs rencontrés lors de la mise en production du réservoir. La structuration sédimentaire du réservoir induit un modèle réservoir multicouches, avec des drains multiples (le réservoir sera brièvement présenté dans le Chapitre 3 portant sur la pétrophysique). Les corrélations entre les différents puits indiquent aussi une inclinaison vers l'est du contact huile-eau (*Water Oil Contact* – WOC).

L'acquisition d'un bloc sismique haute résolution a permis l'observation et la cartographie des grands éléments structuraux localisés au niveau du réservoir. Les données sismiques ont montré la présence de petits hauts topographiques (environ 10 mètres - Botton-Dumay *et al.*, 2002) localisés surtout dans la partie Nord-Ouest du champ. Cependant, la majorité des structures observées sont de grands linéaments kilométriques formés par des failles conjuguées d'orientation N100-N110 et N20-N30, développées au cours de l'histoire sédimentaire du champ (Botton-Dumay *et al.*, 2002 - Fig. 1.13B) :

Les pointés sismiques révèlent une érosion du toit du réservoir, sous la discontinuité turonienne (TMU). Ce phénomène n'est pas uniforme et montre clairement une érosion plus marquée de la partie nord (environ 35 mètres de sédiments érodés) par rapport à la partie sud (2 à 4 mètres uniquement). Des zones "sourdes ou chaotiques" au niveau du réflecteur 3D de cette discontinuité (Fig. 1.14) ont été interprétées comme des zones intensément karstifiées (présence de dolines) par Botton-Dumay *et al.* (2002).

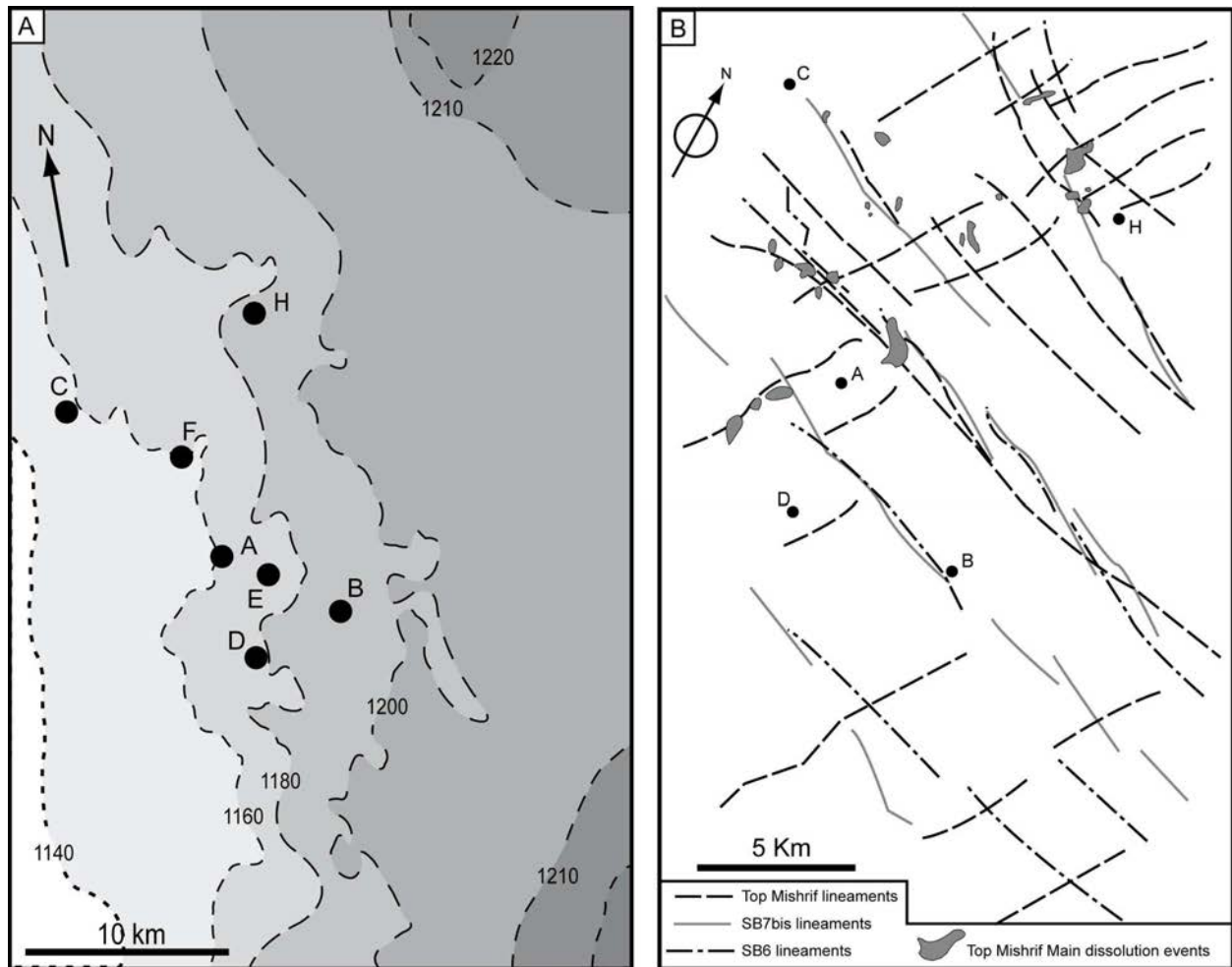


Figure 1.13 : (A) Répartition des principaux puits d'exploration du champ Guiriel et profondeur actuelle (en mètres) de la discontinuité sommitale (TMU). Modifié d'après Botton-Dumay *et al.*, 2002). (B) Carte interprétative basée sur la sismique haute résolution du champ Guiriel, pointant les linéaments (failles majeures) et des zones interprétées comme karstifiées affectant le sommet du Mishrif (Botton-Dumay *et al.*, 2002).

4.2. Puits de référence et échantillonnage

Onze puits carottés pénètrent le Mishrif du champ Guiriel. Huit d'entre eux, numérotés de A à H, ont été retenus pour cette étude (Fig. 1.15). Parmi ces derniers, deux forages de référence ont été sélectionnés : le puits C et le puits F. Le choix de ces deux forages a été effectué selon plusieurs critères :

- Un intervalle carotté épais, avec par exemple 125 mètres pour le puits F.
- Un bon taux de récupération des carottes, avec presque 100% pour le puits C et 85% pour le puits F.
- Le puits C traverse les faciès non imprégnés situés à l'Ouest du réservoir.
- Le puits F traverse l'ensemble de l'intervalle réservoir ainsi que la zone de transition huile/eau et la zone non imprégnée (Fig. 1.14).

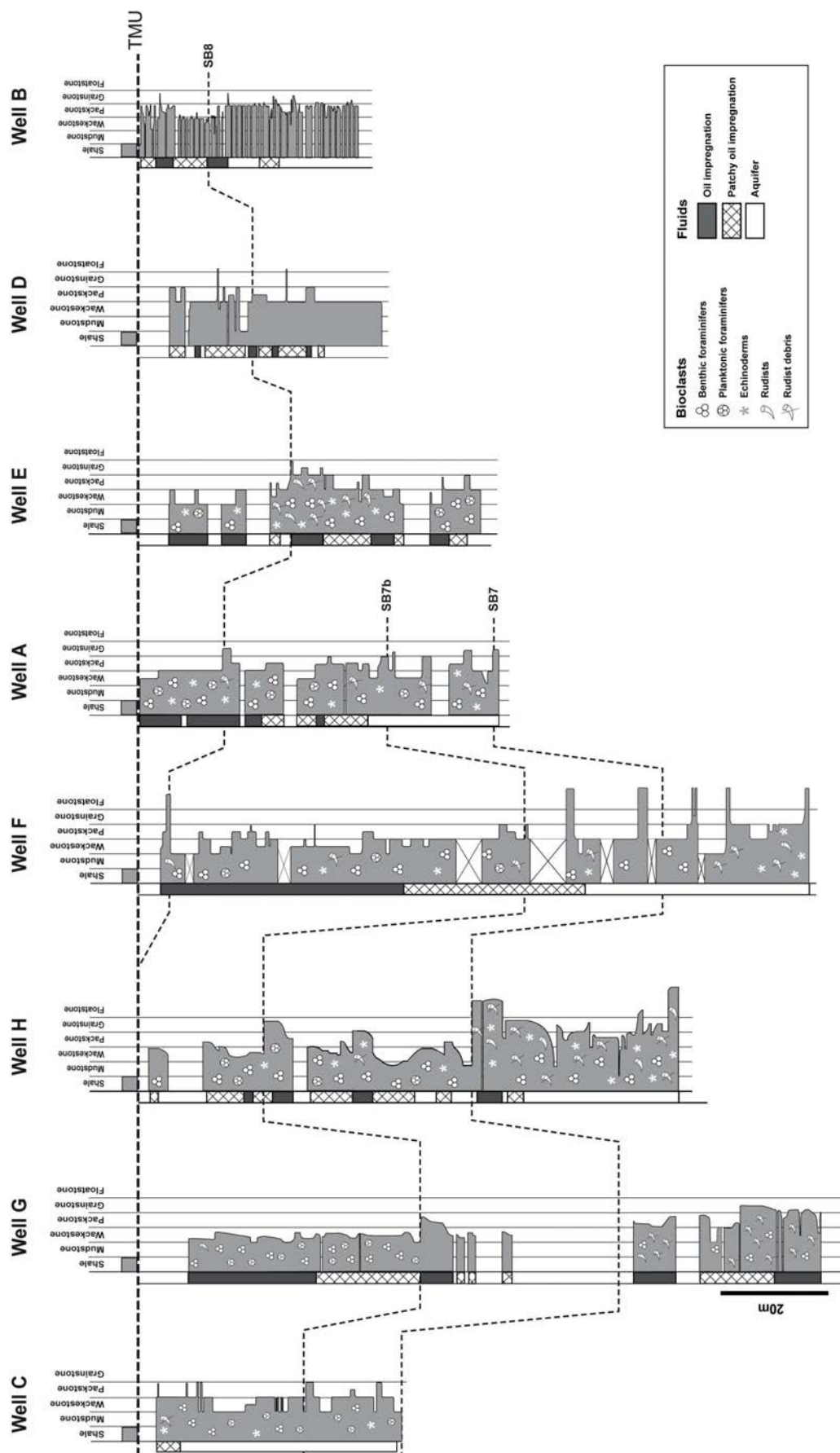


Figure 1.14 : Transect des forages étudiés. La discontinuité sommitale (TMU) est prise comme référentiel horizontal. Les argiles du Laffan bien que non carottées sont représentées au sommet du la TMU.

NB : Afin de ne pas dévoiler la géométrie réelle du réservoir, l'ensemble des figures du manuscrit présentant les différents forages seront horizontalisées sur la discontinuité sommitale. De plus, les lignes utilisées pour les corrélations correspondent aux limites des séquences majeures définies par Botton-Dumay et al. (2002) et Boichard et al. (2005). Ces limites de séquence seront discutées dans le Chapitre 2 portant sur la sédimentologie du champ Guiriel.

Pour ces deux puits de référence, 150 échantillons distribués sur toute la hauteur de l'intervalle carotté ont été choisis (31 pour le puits C et 119 pour le puits F). Cela représente environ 1 échantillon tous les 1,40 mètres pour le puits C, et 1 échantillon tous les 0,90 mètres pour le puits F.

Afin d'appréhender les variations latérales des faciès, de la diagenèse et des propriétés réservoir, 126 échantillons supplémentaires ont été prélevés sur les six autres forages.

L'ensemble des analyses réalisées pour chaque puits est synthétisé dans le Tableau 1.1. Les protocoles liés à ces analyses seront détaillés au début de chaque chapitre.

Well	Samples	Petrophysic			Petrography			Geochemistry		
		Phi	k	PTR	T. Sect.	CL	S.E.M.	Isotopes	XRD	
A	20	20	20	15	20	20	20	19	3	-
B	17	17	17	16	-	-	17	-	-	-
C	31	30	29	3	31	31	31	6	8	15
D	12	5	5	-	11	11	12	9	-	-
E	17	15	13	4	16	16	16	27	4	-
F	119	116	102	9	102	83	119	45	20	15
G	40	38	38	10	38	-	40	5	-	-
H	20	20	20	-	19	19	15	16	-	-
n	276	266	249	57	237	180	270	127	36	30

Tableau 1.1 : Nombre d'échantillons sélectionnés par puits et nombre d'analyses effectuées.

Chapitre 2

Sédimentologie et stratigraphie du champ Guiriel

*C'est ainsi que la géologie s'efforce de représenter tous les changements du monde passé
par le seul jeu des causes actuelles.*

Berthelot

Chapitre 2

Sédimentologie et stratigraphie du champ Guiriel

Introduction & objectifs	55
1. Faciès et structures sédimentaires.....	55
1.1. Description des faciès	55
1.2. Structures sédimentaires	74
1.3. Associations floro-fauniques	76
1.4. Enregistrement isotopique de la température de l'eau de mer	76
1.5. Analyse des résidus insolubles et de la fraction argileuse.....	77
1.5.1. Calcimétries et Diffraction des Rayons X : méthodes	77
1.5.2. Calcimétries et résidus insolubles.....	78
1.5.3. Diffraction des Rayons X et fraction argileuse	79
2. Modèle de dépôt, architecture sédimentaire et analyse séquentielle.....	84
2.1. Modèle de dépôt.....	84
2.1.1. Polarité de la plate-forme.....	84
2.1.2. Organisation générale des dépôts et évolution du modèle de dépôt.....	85
2.2. Analyse séquentielle et dynamique de dépôt.....	89
2.2.1. A l'échelle de la plate-forme.....	90
2.2.2. A l'échelle du réservoir.....	91
2.3. Guiriel, intégration dans le contexte sédimentaire régional.....	93

Liste des figures et tableaux

Figure 2.1 : Aspects bio-sédimentaires du faciès F1	57
Figure 2.2 : Aspects bio-sédimentaires du faciès F2.....	58
Figure 2.3 : Aspects bio-sédimentaires du faciès F3.....	60
Figure 2.4 : Aspects bio-sédimentaires du faciès F4.....	62
Figure 2.5 : Aspects bio-sédimentaires du faciès F5	63
Figure 2.6 : Aspects bio-sédimentaires du faciès F6.....	64
Figure 2.7. : Aspects bio-sédimentaires du faciès F7.....	67
Figure 2.8. : Aspects bio-sédimentaires du faciès F8.....	68
Figure 2.9. : Aspects bio-sédimentaires du faciès F9.....	70
Figure 2.10. : Aspects bio-sédimentaires du faciès F10.....	72
Figure 2.11 : Exemples de bioturbations.....	74
Figure 2.12 : Liserés argileux au sein des faciès boueux de plate-forme interne observés en carotte (puits G).....	75
Figure 2.13. : Exemple de diffractogramme obtenu pour l'analyse des argiles en DRX.....	80
Figure 2.14 : Feuillet de Kaolinite piégés dans la matrice micritique	80
Figure 2.15 : Evolution des cortèges argileux et du Gamma ray pour les puits C et F	81
Figure 2.16 : (A) Reconstitution paléogéographique du Golfe persique au Cénomaniens montrant le développement des plates-formes carbonatées (d'après Ziegler, 2001). (B) Coupe synthétique ouest-est montrant les liens entre la plate-forme Mishrif et le bassin du Shilaif (Al-Zaabi <i>et al.</i> , 2010).....	84
Figure 2.17 : Succession des faciès et environnements de dépôt sur les puits C-G et H	86
Figure 2.18 : Succession des faciès et environnements de dépôt sur les puits C-F-A et E	87
Figure 2.19 : Exemple d'un niveau de tempête avec base érosive identifié dans le puits G	88
Figure 2.20 : Evolution du modèle de dépôt proposé pour le réservoir Guiriel	89
Figure 2.21 : Organisation séquentielle des dépôts étudiés en lien avec le développement de la plate-forme. Schéma de la plate-forme repris de Razin <i>et al.</i> (2010) et appliqué à la plate-forme Mishrif progradant dans le bassin intra-plate-forme du Shilaif.....	90
Figure 2.22 : Environnements de dépôt et paraséquences de dépôt (PS) observés sur les puits du champ Guiriel.....	92

Figure 2.23 : Données biostratigraphiques pour les puits G, H, F et A.....	94
Figure 2.24. : Intégration des sédiments étudiés (Formation Mishrif) dans le cadre séquentiel du Cénomanién du Moyen Orient.	96
Tableau 2.1. : Tableau regroupant les principales caractéristiques des faciès rencontrés dans le champ Guiriel.....	73
Tableau 2.2 : Valeurs isotopiques et températures des eaux de surface correspondantes mesurées sur les coquilles de rudistes des formations Sarvak et Natih.....	77
Tableau 2.3. : Pourcentages d'insolubles mesurés sur différents échantillons des puits C et F et résultats des analyses minéralogiques (DRX) menées sur les insolubles	78

Introduction & objectifs

Dans le chapitre précédent, il a été montré que le cadre lithostratigraphique et le système sédimentaire de la Formation Mishrif sont relativement bien connus. Cependant l'étude des propriétés réservoir et surtout des facteurs qui les contrôlent passe obligatoirement par une définition relativement fine des différents faciès. Les systèmes sédimentaires riches en matrice micritique présentent généralement peu de variations faciologiques évidentes. La détermination des environnements de dépôt et donc du modèle sédimentaire passe par une analyse fine du contenu floro-faunique, déterminé en carotte ou en lame mince.

Afin de mieux comprendre les variations du système sédimentaire de la Formation Mishrif dans le champ Guiriel, les principaux objectifs de ce chapitre sont : (1) de documenter les différents faciès rencontrés dans les sédiments du champ Guiriel, et les interpréter en termes d'environnements de dépôt; coupler à cette analyse de faciès, la caractérisation des minéraux argileux sera effectuée; (2) de préciser l'architecture sédimentaire du champ Guiriel ainsi que l'organisation séquentielle des dépôts; et (3) de replacer les changements d'environnements de dépôt dans un cadre stratigraphique régional, en lien avec l'évolution spatiale et temporelle de la plate-forme cénomaniennne.

1. Faciès et structures sédimentaires

Dans cette étude dix faciès ont été déterminés et organisés selon un transect proximal-distal le long de la plate-forme carbonatée étudiée. Ces différents faciès sont décrits dans les paragraphes suivants. La synthèse des caractéristiques pétrographiques de chacun des faciès ainsi que leur interprétation en termes d'environnements de dépôt est proposée dans le Tableau 2.1. Dans cette première partie, les faciès seront décrits en termes de textures (*sensu* Dunham, 1962), de contenu floro-faunique, et de taphonomie. Des éléments d'interprétation seront également donnés, mais l'interprétation des environnements et du modèle de dépôt se fera dans le paragraphe 2.1.

1.1. Description des faciès

Wackestone à *Dukhanian* sp. et miliolites (F1)

Description : Il s'agit d'un faciès boueux (83% de matrice en moyenne) et bioclastique (Fig. 2.1), riche en grands foraminifères benthiques (pouvant atteindre plusieurs millimètres de diamètre) bien préservés,

essentiellement des *Dukhanina sp.* des *Chrysalidina sp.* et des miliolles, associés à des Préalvéolines, des *Cyclodonia sp.*, des *Nezzazata sp.* et des foraminifères planctoniques de type *Hedgerbella sp.* Les autres principaux bioclastes sont des fragments d'échinodermes et des débris de bivalves et de gastéropodes.

On trouve associés à ces bioclastes majeurs des algues vertes (dasycladales), des débris d'alcyonaires, quelques ostracodes et spicules d'éponges ainsi que des calcisphères. La proportion relative de bioclastes varie entre 2,8 et 6% (moyenne de 5%).

Eléments d'interprétation : La texture et la présence majoritaire des *Dukhanina sp.* des *Chrysalidina sp.* et des miliolles semblent indiquer un milieu subtidal de plate-forme interne ou externe, mais toujours relativement calme (e.g. Philip *et al.*, 1995; Ghabeishavi *et al.*, 2010; Hollis *et al.*, 2010; Razin *et al.*, 2010). La présence de dasycladales associées aux miliolles indique une tranche d'eau relativement faible permettant le passage de la lumière (Ghabeishavi *et al.*, 2010), peut être inférieure à quelques dizaines de mètres.

Wackestone riche en grands foraminifères benthiques (F2)

Description : Dans ce faciès la proportion de matrice est assez élevée (environ 88% en moyenne). Il se distingue du précédent par l'association des grands foraminifères benthiques (pouvant atteindre plusieurs millimètres de diamètre) relativement bien préservés (Fig. 2.2) et observables sur carottes (association Préalvéolines-*Broeckina sp.*-*Dicyclina sp.*), mais aussi par l'absence de *Dukhanina sp.* et de *Chrysalidina sp.*

Les autres principaux bioclastes sont quelques algues vertes, échinodermes et débris de bivalves. Plus rarement des débris de coraux, des alcyonaires, des miliolles et des foraminifères planctoniques sont observés. Ce faciès est le moins représenté dans l'échantillonnage effectué (2,5% des échantillons).

Eléments d'interprétation : Ce type de faciès dominé par les foraminifères benthiques est souvent décrit dans les sédiments du Mishrif et de ses équivalents latéraux Sarvak ou Natih (e.g. Philip *et al.*, 1995; van Buchem *et al.*, 2002; Hollis *et al.*, 2010). Les associations de foraminifères benthiques avec des dasycladales indiquent là encore des eaux peu profondes et lumineuses telles que l'on peut les rencontrer dans des domaines subtidaux de plate-forme interne ou médiane (Burchette, 1993; van Buchem *et al.*, 2002; Hillgärtner *et al.*, 2003; Schulze *et al.*, 2004; Razin *et al.*, 2010). La présence des alcyonaires, et surtout des foraminifères planctoniques peut indiquer une ouverture du milieu de dépôt, un approfondissement modéré (Strohmerger *et al.*, 2010), ou encore un apport de faune allochtone par des tempêtes.

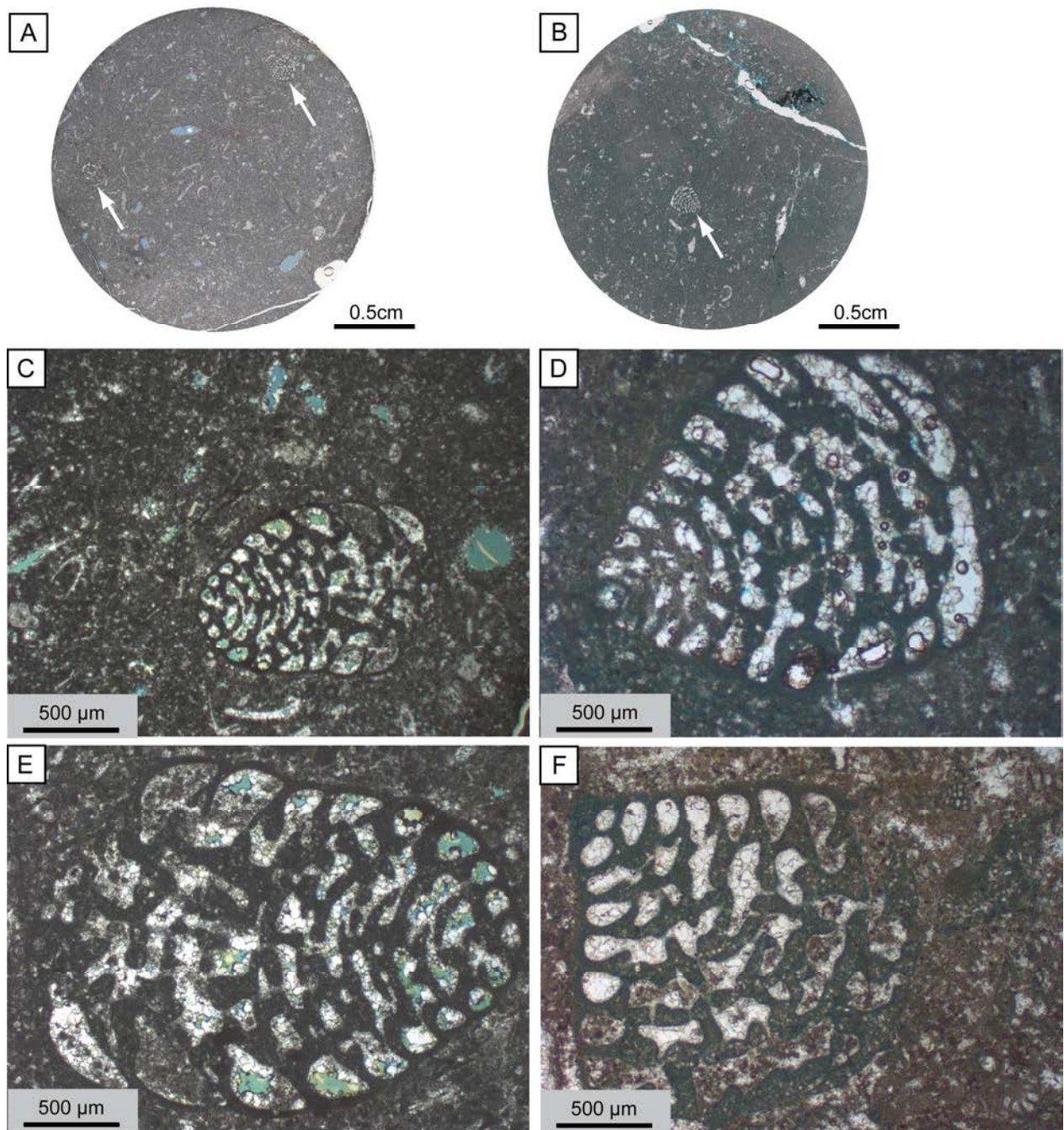


Figure 2.1. : Aspects bio-sédimentaires du faciès F1. (A-B) : Aperçu général du faciès en lame mince (échelle : 0,5cm; A : puits D; B : puits F). Les flèches blanches indiquent la position des grands foraminifères typiques de ce faciès. (C-F) : Détail du faciès et particulièrement des foraminifères benthiques de type *Dukhanian sp.* rencontrés (échelle : 500µm; C, E : puits D; D, F : puits F). La macroporosité observée dans ce faciès est essentiellement moldique (dissolution des algues vertes) et intraparticulaire dans les loges non cimentées des foraminifères. Le test micritisé des organismes est également microporeux.

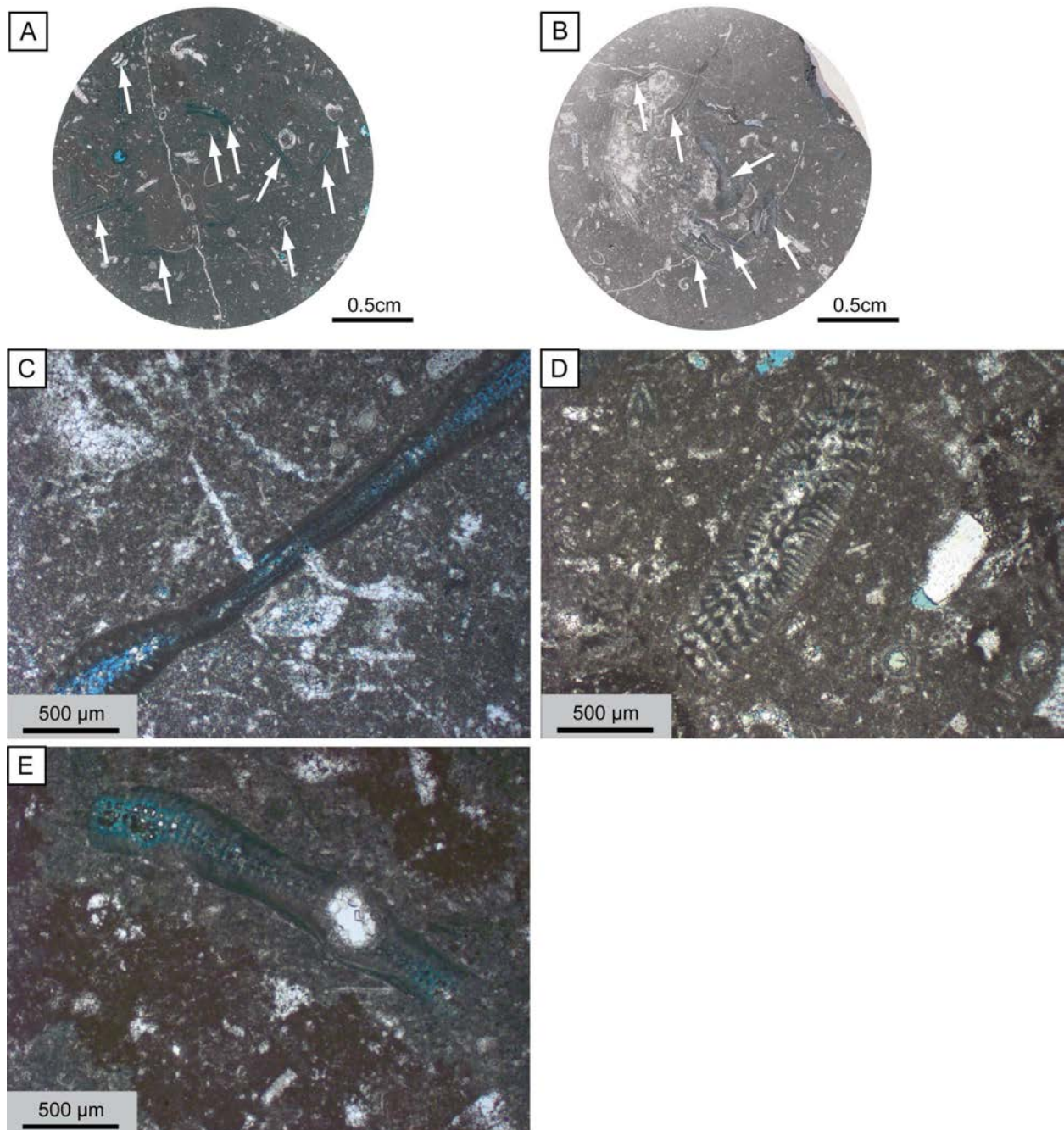


Figure 2.2. : Aspects bio-sédimentaires du faciès F2. (A-B) Aperçu général du faciès en lame mince ( chelle : 0,5cm; A-B : puits F). Les flèches blanches indiquent la présence et l'abondance des grands foraminifères benthiques typiques de ce faciès. C : coupe sagittale de *Cyclodoma* sp. ( chelle : 500 m; puits F). D : grand foraminifère benthique illustrant semble-t-il *Cyclodoma* sp. ou *Dicyclina* sp. ( chelle : 500 m; puits A). E : coupe sagittale de *Cyclodoma* sp. montrant le *proloculus* de grande taille caractéristique de ce genre ( chelle : 500 m; puits F). Noter la forte teneur en argile (aspect brun) de l'échantillon. La macroporosité observée dans ce faciès est essentiellement moldique. De la macroporosité intraparticulaire (loge des foraminifères) est aussi visible.

Mudstone-wackestone bioclastique riche en échinodermes et foraminifères planctoniques (F3)

Description : Ce faciès comporte peu de macro-bioclastes (essentiellement des fragments d'échinodermes et de rares débris de lamellibranches, de gastéropodes, de dasycladales et d'alcyonaires), mais de nombreux foraminifères planctoniques (essentiellement des *Hedgerbella sp.*), associés à quelques foraminifères benthiques (Préalvéolines, miliolles, *Cyclodoma sp.*, *Orbitolinella sp.*, Rotalidés), des débris d'ostracodes et de rares calcisphères (Fig. 2.3). De nombreux micro fragments non identifiables sont aussi souvent observés en lame mince. Ce faciès est surtout observé dans le puits C, associé à de nombreux stylolites et liserés argileux (voir paragraphe 1.2 de ce Chapitre). Ce faciès F3 est toujours observé intercalé entre des faciès riches en foraminifères benthiques et en algues vertes dans la partie supérieure de l'intervalle étudié (faciès F1, F4, F5 ou F6).

D'après les comptages de points effectués sur lames minces, ce faciès est le plus riche en matrice micritique (93% en moyenne), et le plus pauvre en bioclastes (environ 1,5%).

Éléments d'interprétation : Dans les sédiments crétacés du Moyen-Orient, les faciès riches en foraminifères planctoniques et en échinodermes sont souvent interprétés comme déposés en domaine ouvert, sous la limite des vagues de beau temps (*e.g.* Smith *et al.*, 1990; Aqrabi *et al.*, 1998; Buchbinder *et al.*, 2000; Strohmenger *et al.*, 2010). Cependant, dans la Formation Sarvak d'Iran, Ghabeishavi *et al.*, (2010) indiquent que dans les dépôts de plate-forme distale ou de bassin de tels dépôts sont associés à des nombreuses ammonites, totalement absentes des sédiments du réservoir Guiriel. Dans la Formation Natih d'Oman, Hollis *et al.*, (2010) montrent que des sédiments riches en argiles et en foraminifères planctoniques sont aussi associés à des dépôts de plate-forme interne protégée (peut-être localement plus profond?). La présence de foraminifères planctoniques en domaine de plate-forme interne (ou de lagon sensu-largo) a aussi été observée dans la Formation Shu'aiba (Al-Ghamdi & Read, 2010).

Les faciès F1, F2 et F3 peuvent être localement riches en micro-péloïdes mesurant moins de 10µm de diamètre, pouvant être groupés en agrégats. Quand les péloïdes sont observés, le sédiment contient plus de matière organique (couleur sombre de la matrice), et ils peuvent être assimilés à des micro-grainstones ou micro-packstones à péloïdes et bioclastes. La présence de ces péloïdes associés à des foraminifères benthiques dans les sédiments est un bon indicateur d'un environnement subtidal très peu profond et faiblement à modérément énergétique en domaine de plate-forme carbonatée protégée (Aqrabi *et al.*, 1998; van Buchem *et al.*, 2002; Flügel, 2004).

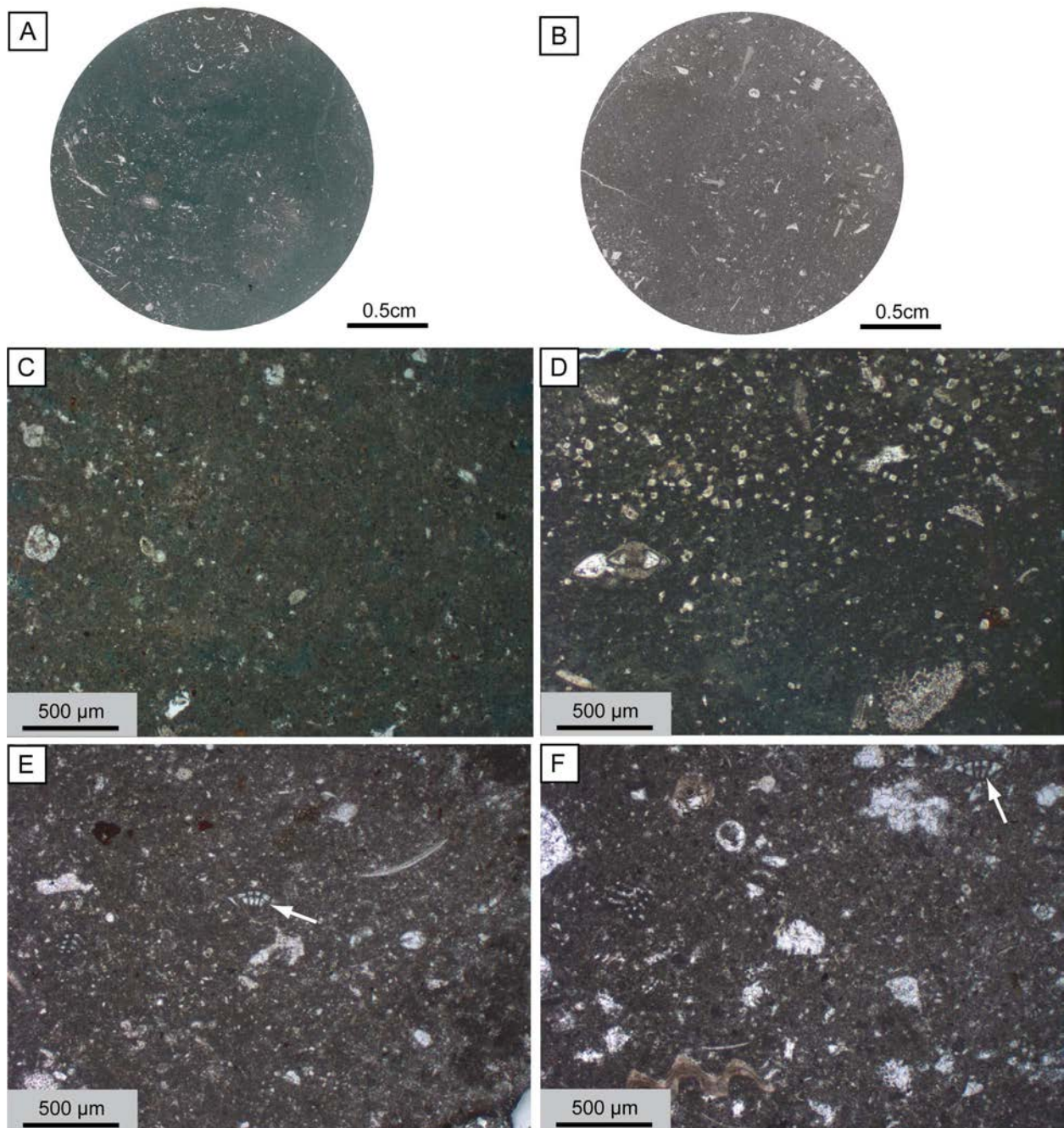


Figure 2.3. : Aspects bio-sédimentaires du faciès F3. (A-B) : Aperçu général du faciès en lame mince (échelle : 0,5cm; A : puits H; B : puits C). C : foraminifères planctoniques (Rotalidés) pris dans la matrice micritique (échelle : 500μm; puits F). D : débris d'échinodermes et petits foraminifères (Rotalidés) en coupe sagittale. Noter la dolomitisation partielle (rhomboèdres d'environ 10μm) de la matrice micritique (échelle : 500μm; puits C). E & F : observations montrant la forte proportion de matrice micritique, la présence de petits foraminifères (flèches blanches - *Nummofallotia* sp?) et surtout de débris de bioclastes indéterminés (échelle : 500μm; puits C). La porosité observée dans ce faciès est presque totalement de la microporosité matricielle.

Wackestone-ackstone riche en algues vertes (F4)

Description : Ce faciès est le plus fréquent sur l'intervalle échantillonné (environ 25% des échantillons). Il s'agit d'un sédiment riche en matrice micritique (87% en moyenne) et en très nombreuses algues vertes (essentiellement des dasycladales et quelques restes de *Permocalculus*— Fig. 2.4). Une faune très diversifiée est associée aux algues vertes. Il s'agit d'échinodermes, de gastéropodes, de débris de bivalves et de nombreux foraminifères benthiques (Préalvéolines, miliolles, *Cyclodonia* sp., *Orbitolinella* sp.). Les bioclastes associés sont aussi variés : coraux, autres foraminifères benthiques (*Dukhanina* sp., *Nezzazata* sp., *Discorbis* sp., *Edonia* sp....), foraminifères planctoniques (Rotalidés), ostracodes, calcisphères, très rares brachiopodes et serpules, alcyonaires et spicules d'éponges. Les algues vertes sont parfois bien préservées et mesurent jusqu'à 2mm. Dans la majorité des cas elles sont très fragmentées et forment des accumulations de débris (leur taille est généralement comprise entre 100 et 500µm). Dans les différents puits, le faciès F4 est généralement observé associé au faciès précédent (F3).

Eléments d'interprétation : La grande quantité d'algues vertes observées indique des environnements oligotrophiques (e.g. Westphal *et al.*, 2010). Ces algues sont associées à une faune très diversifiée (en particulier pour les foraminifères benthiques) et sont de bons indicateurs d'un environnement subtidal très peu profond (probablement moins de 10 mètres), dans des eaux chaudes et lumineuses permettant la photosynthèse, ainsi qu'une énergie modérée (Aqrabi *et al.*, 1998; Flügel, 2004; Schulze *et al.*, 2004; Al-Ghamdi & Read, 2010). Dans le Crétacé du Moyen-Orient, ce type de faciès est généralement associé à un environnement de plate-forme interne, ou de lagon *sensu-largo* (e.g. Hillgärtner *et al.*, 2003; Razin *et al.*, 2010).

Wackestone à Préalvéolines (F5)

Description : Ce wackestone (Fig. 2.5) est l'un des plus riches en bioclastes, et présente un grand nombre de Préalvéolines de grande taille observables directement sur les carottes, associées à des *Orbitolinella* sp., des miliolles, ainsi que des débris d'algues vertes (essentiellement des dasycladales) et des échinodermes. Des fragments de rudistes sont observés dans ce faciès. Les bioclastes accessoires sont des gastéropodes, des débris d'alcyonaires, des ostracodes, des spicules d'éponges, des calcisphères, associés à un cortège diversifié de foraminifères benthiques (*Cyclodonia* sp., *Nezzazata* sp., *Discorbis* sp....) et planctoniques (Rotalidés). Généralement seuls les foraminifères sont bien conservés, les autres bioclastes étant réduits à l'état de débris de taille variable. Ce faciès peut être localement plus boueux et certains niveaux sont riches en péloïdes.

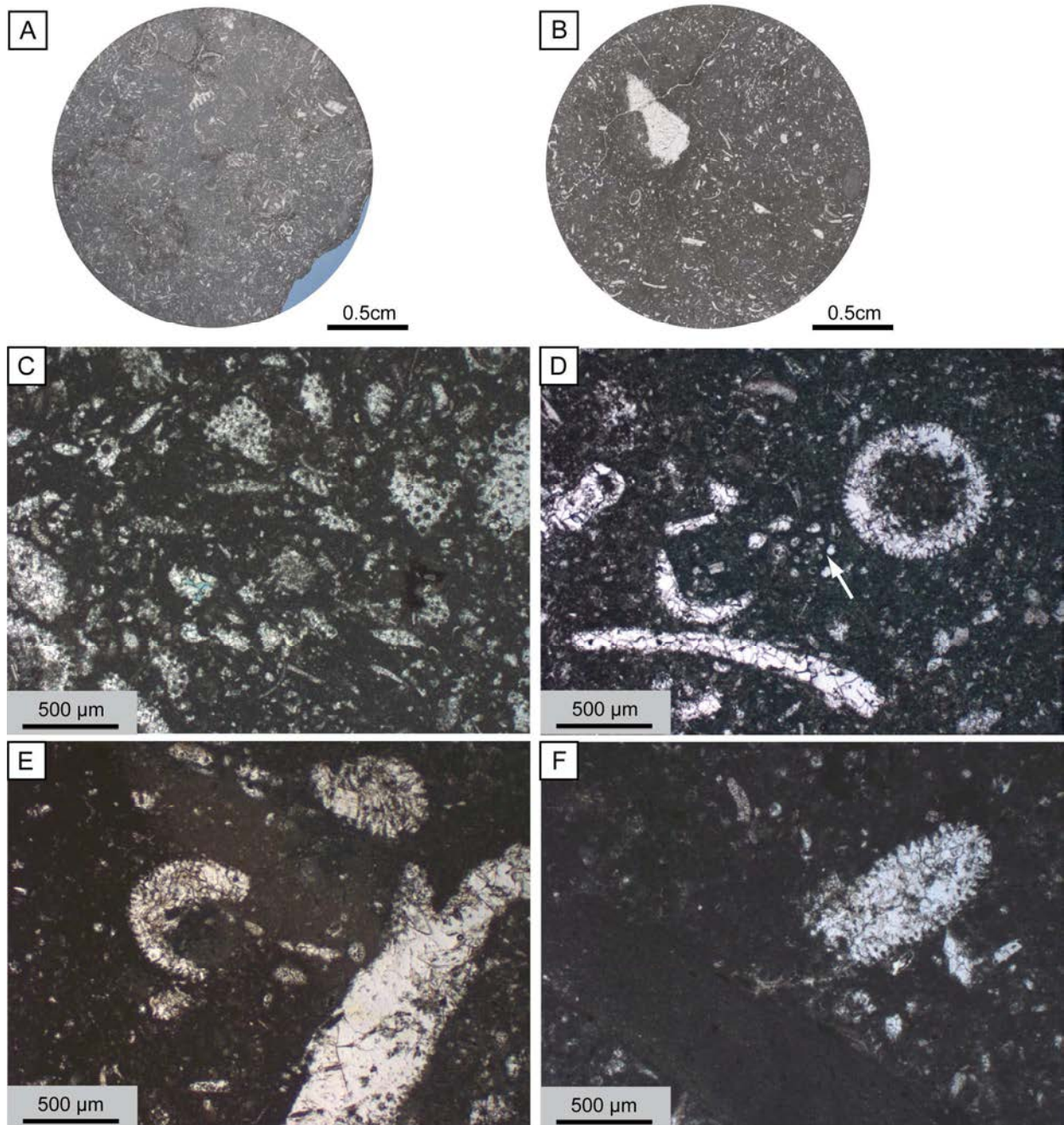


Figure 2.4. : Aspects bio-sédimentaires du faciès F4. (A-B) : Aperçu général du faciès en lame mince (échelle : 0,5cm; A : puits D; B : puits C). C : détail d'un wackestone-packstone très riche en débris de dasycladales dissoutes et remplacées par de la sparite limpide (échelle : 500µm; puits D). D : *Permocalculus* peu fracturés, associés à des foraminifères benthiques (miliole, flèche blanche – échelle : 500µm; Puits H). E-F : débris de dasycladales et de *Permocalculus* (échelle : 500µm; puits C). La rare macroporosité observée dans ce faciès est moldique quand les débris d'algues dissouts sont peu ou pas cimentés.

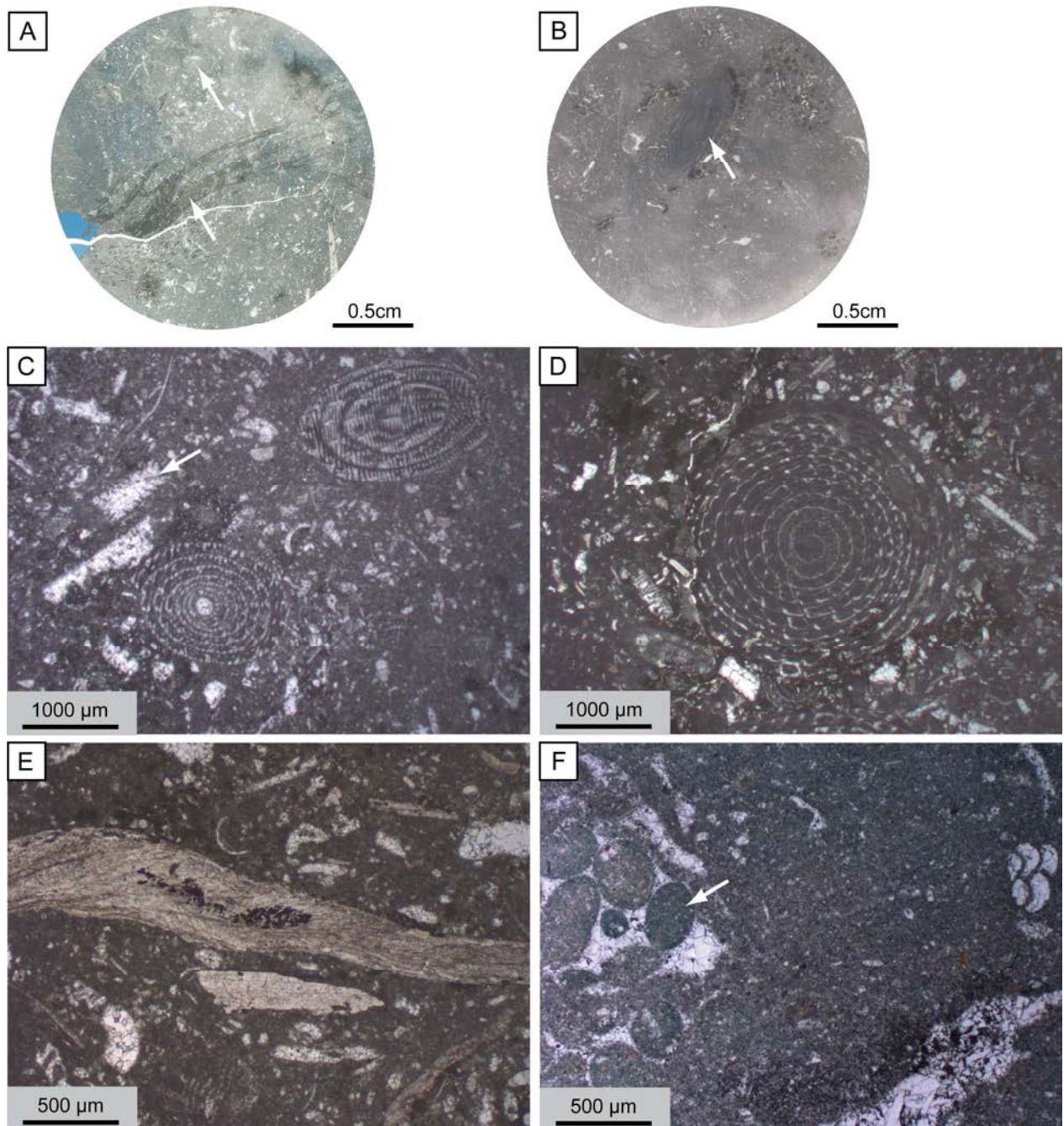


Figure 2.5. : Aspects bio-sédimentaires du faciès F5. (A-B) : Aperçu général du faciès en lame mince. Les flèches blanches indiquent la position des grandes Préalvéolines (échelle : 0,5cm; A : puits G; B : puits F). C : coupe axiale et coupe oblique dans des Préalvéolines, associées à des fragments de dasycladales (flèche blanche). La coupe axiale montre le développement du proloculus (échelle : 1000µm; puits H). D : coupe axiale dans une grande Préalvéoline bien conservée, associée à une grande variété de débris bioclastiques (échelle : 1000µm; puits E). E : débris de lamellibranches associés aux Préalvéolines (échelle : 500µm; puits A). F : Grands pellets fécaux (jusqu'à 450µm – flèche blanche) observés dans une bioturbation affectant le faciès F6 (échelle : 500µm; puits H). La porosité décelable est surtout matricielle.

Eléments d'interprétation : Les associations floro-fauniques observées dans ce faciès (en particulier le mélange entre Préalvéolines, miliolles *et* algues vertes) plaident pour un environnement de dépôt peu profond et de faible énergie. Cependant ce faciès peut aussi bien être lié à un environnement protégé (plate-forme interne), à des bordures de *shoals* bioclastiques, ou à un environnement plus ouvert (e.g. van Buchem *et al.*, 1996; Aqrabi *et al.*, 1998; van Buchem *et al.*, 2002; Flügel, 2004; Hollis *et al.*, 2010; Razin *et al.*, 2010). La présence de fragments de rudistes peut signaler la proximité de *shoals* bioclastiques ou de biostromes à rudistes sur la plate-forme (Smith *et al.*, 1990; Alsharhan & Nairn, 1993; Burchette, 1993; Alsharhan, 1995; Taghavi *et al.*, 2006). Dans ce cas, ce faciès à Préalvéolines pourrait être interprété comme un "faciès de transition" entre la plate-forme et la bordure (avant ou arrière) des *shoals* bioclastiques. Cependant, la présence des fragments de rudistes, associée à la mauvaise préservation de la plupart des bioclastes (taux de fractionnement important) plaident pour un hydrodynamisme localement plus important. Comme c'est le cas dans la Formation Natih (Hollis *et al.*, 2010), ce faciès peut aussi être interprété comme des dépôts de tempêtes en domaine de plate-forme interne (Burchette, 1993; Alsharhan & Nairn, 1993), permettant l'apport de bioclastes "distaux" (tels que les calcisphères) et des bioclastes très fragmentés.

Wackestone à *Orbitolinella* sp. (F6)

Description : La différence majeure avec le faciès F5 (wackestone à Préalvéolines) est la très forte présence des *Orbitolinella* sp. (Fig. 2.6). Le faciès F6 est un sédiment encore très boueux (environ 80% de matrice micritique), mais présente toutefois une proportion de bioclastes plus importante que les faciès décrits précédemment. Les *Orbitolinella* sp. sont associées à d'autres foraminifères benthiques (Préalvéolines, miliolles, *Cyclodoma* sp.), des échinodermes, gastéropodes, algues vertes et débris de bivalves (dont des fragments de rudistes). Ces bioclastes sont en général de taille relativement importante, et peuvent être bien préservés (particulièrement les foraminifères benthiques). Les bioclastes accessoires sont variés : fragments d'alcyonaires, quelques coraux solitaires, ostracodes à valves disjointes, spicules d'éponges, quelques calcisphères et foraminifères benthiques et planctoniques. Des péloïdes peuvent être observés dans la matrice de certains échantillons (Fig. 2.6F). Ceci est en particulier le cas dans le remplissage micritique de bioturbations telles que des *Thalassinoides*.

Eléments d'interprétation : Comme pour le faciès précédant, le cortège de foraminifères benthiques associé aux algues vertes peut être indicateur d'un environnement subtidal peu profond et modérément hydrodynamique (Smith *et al.*, 1990; Alsharhan & Nairn, 1993; Burchette, 1993; Alsharhan, 1995; Aqrabi *et al.*, 1998; Schulze *et al.*, 2004; Hollis *et al.*, 2010).

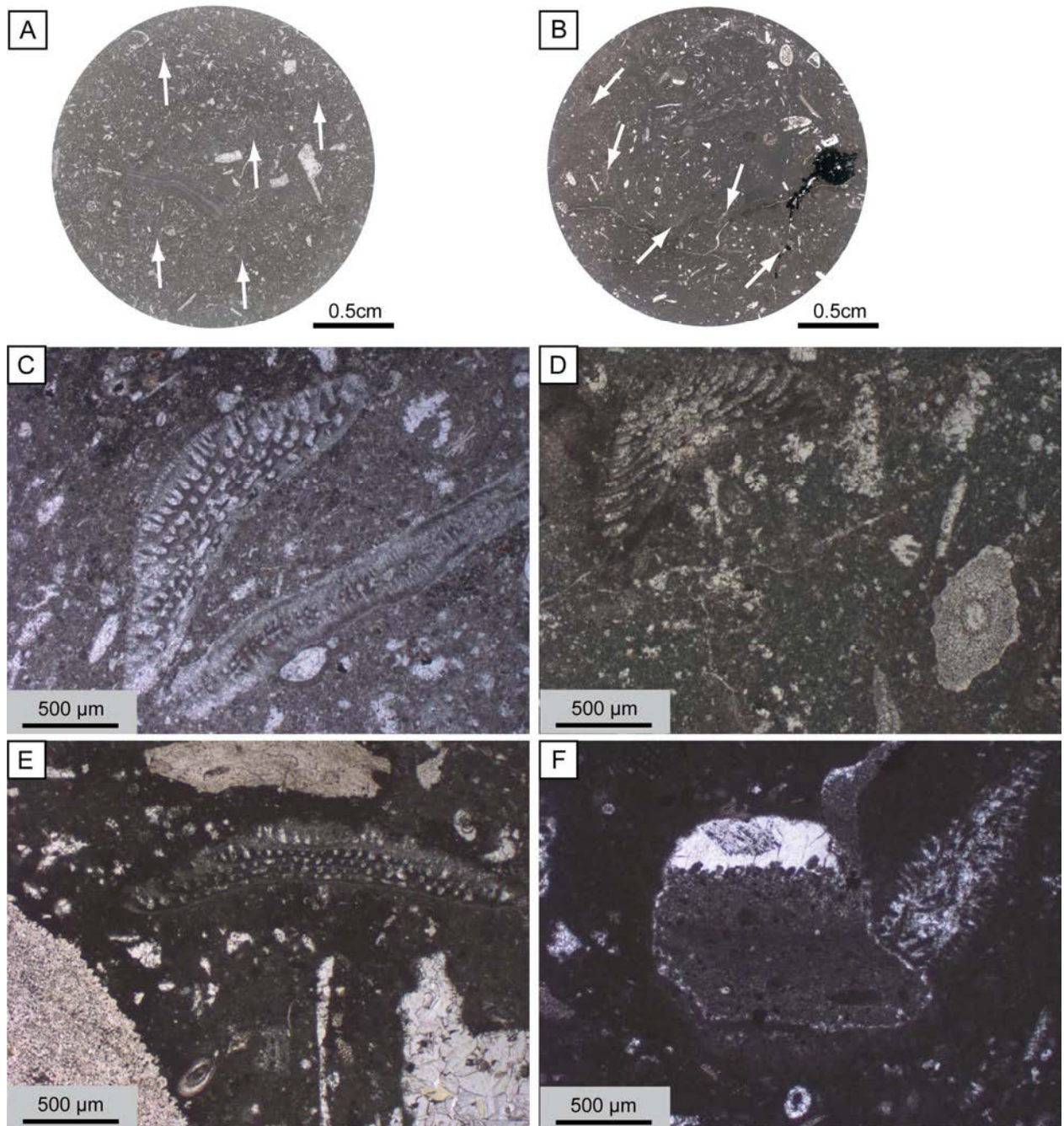


Figure 2.6. : Aspects bio-sédimentaires du faciès F6. (A-B) : Aperçu général du faciès en lame mince. La position et des *Orbitolinella* sp. représentée par les flèches blanches (échelle : 0,5cm; A : puits F; B : puits C). C : *Orbitolinella* sp. en coupe sagittale associée à *Cycledomia* sp. (échelle : 500µm, puits C). D : *Orbitolinella* sp. associée à un grand fragment d'échinoderme et des algues vertes (échelle : 500µm, puits H). E : *Orbitolinella* sp. associée à des débris d'échinodermes et de lamellibranches (échelle : 500µm, puits A). F : Structure géopétale dans un terrier avec remplissage micritique et péloïdes (échelle : 500µm, puits C). La porosité observée dans ce faciès est moldique lors de dissolution de certains bioclastes, mais surtout matricielle.

Comme pour le faciès F5, (1) ce faciès à *Orbitolinella sp.* peut s'être déposé au niveau de la plate-forme interne ou en milieu plus ouvert, en avant de la plate-forme, et (2) la fragmentation des bioclastes peut être liée à la présence de niveaux de tempêtes.

Floatstone à coraux (F7)

Description : En carotte, le faciès F7 est marqué par la présence de coraux solitaires (Scléractiniaires) en boule pouvant mesurer jusqu'à 25 centimètres. Ce faciès est généralement un floatstone à matrice boueuse (environ 75% de matrice), renfermant des coraux solitaires de petite taille (Fig. 2.7A, C et E), ou des fragments de coraux observés en lames minces (Fig. 2.7B, D). Les coraux sont associés à des foraminifères benthiques (*Orbitolinella sp.*, Préalvéolines, miliolles – Fig. 2.7F), des échinodermes, ainsi que des algues vertes et des lamellibranches très fragmentés. Les organismes secondaires sont des alcyonaires, des ostracodes à valves disjointes, des calcisphères, des spicules d'éponges et d'autres rares foraminifères.

Éléments d'interprétation : La présence des coraux implique des eaux relativement calmes, peu profondes et lumineuses (Westphal *et al.*, 2010), mais les coraux sont ubiquistes sur les plates-formes carbonatées cénomaniennes du Moyen-Orient (Hollis *et al.*, 2010). Les associations de foraminifères benthiques observées, la présence des miliolles et des dasycladales semblent aussi plaider pour un environnement assez calme (plate-forme interne ou domaine plus ouvert?), pouvant parfois subir des variations d'hydrodynamisme (tempêtes?) permettant d'expliquer l'abondance des fragments mélangés.

Floatstone-grainstone à rudistes (F8)

Description : Ce faciès (Fig. 2.8) à texture majoritairement grainstone ou floatstone est le plus riche en rudistes (jusqu'à 75% des bioclastes) mais les coquilles sont très rarement entières (à l'exception de certains intervalles à la base du puits G). Il s'agit majoritairement de Radiolitidés et de Caprinidés, associés à des échinodermes. Les rudistes peuvent être emballés dans une matrice à texture wackestone-packstone, selon la densité des bioclastes associés (débris de gastéropodes, foraminifères benthiques mal préservés, ostracodes, calcisphères...). Certains niveaux riches en rudistes sont associés à des encroutements très locaux de fragments coquilles par des bacinelles, indiquant que les encroutements sont postérieurs à la fragmentation et au transport des particules.

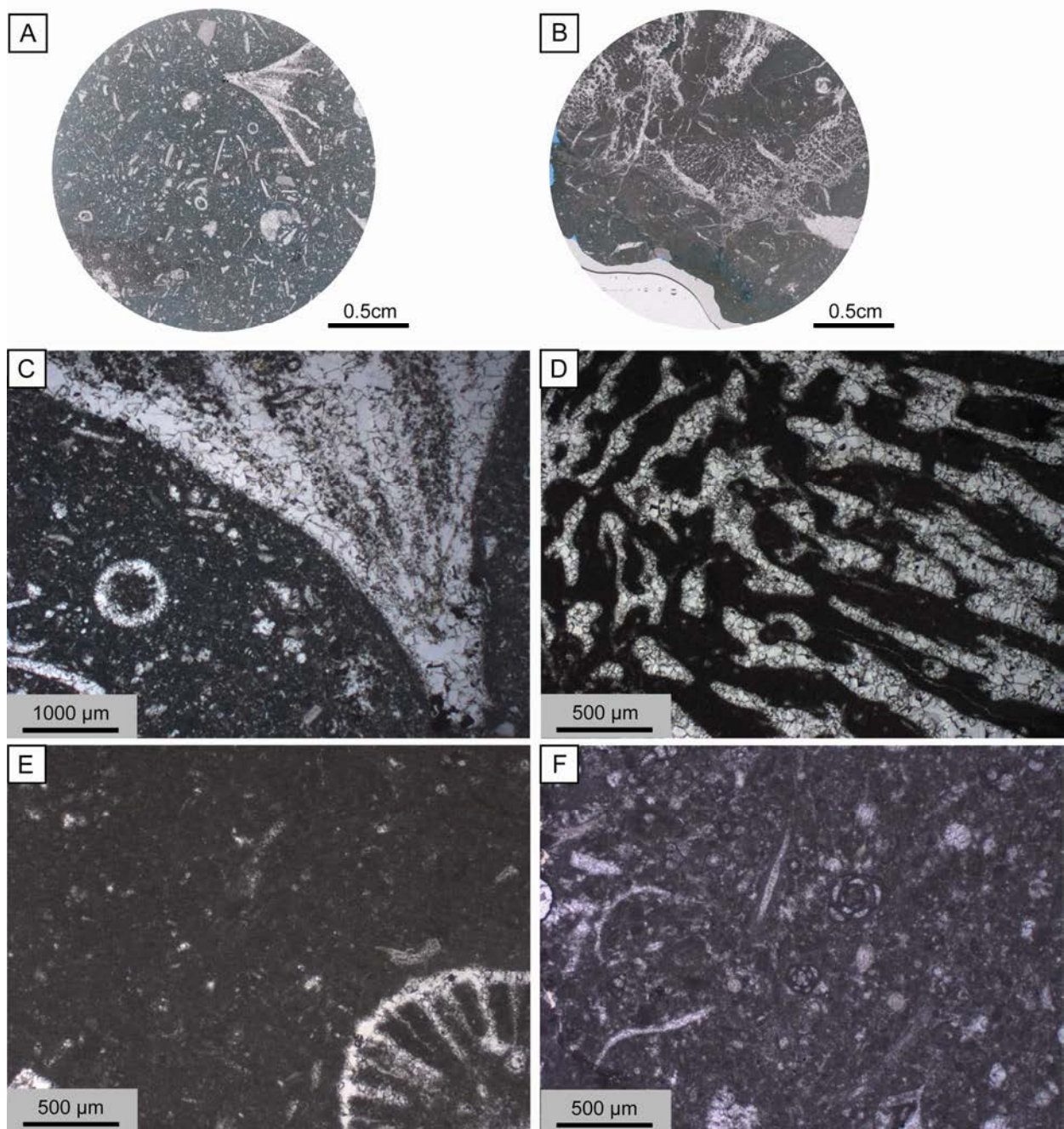


Figure 2.7. : Aspects bio-sédimentaires du faciès F7. (A-B) : Aperçu général du faciès en lame mince (échelle : 0,5cm; A : puits H; B : puits F). C : Détail de la lame mince A montrant un corail solitaire associé à des algues vertes (échelle : 1000µm, puits H). D : Structure interne dissoute et recristallisée d'un corail (échelle : 500µm, puits F). E : Petit corail solitaire en coupe axiale pris dans une matrice micritique pauvre en macrobioclastes (échelle : 500µm, puits H). F : Miliolles et autres bioclastes inclus dans la matrice contenant les coraux solitaires (échelle : 500µm, puits A). La porosité observée dans ce faciès est essentiellement matricielle.

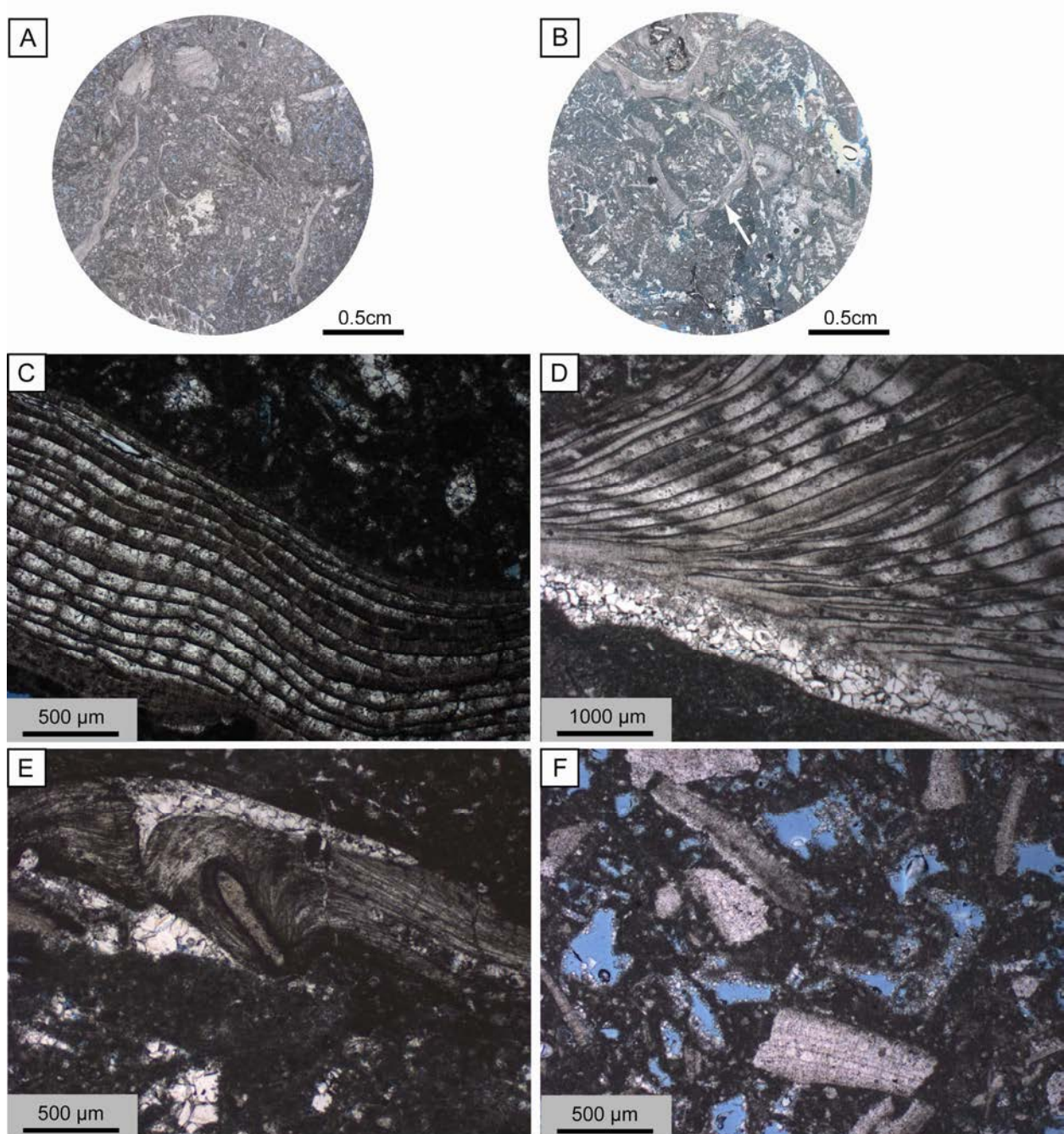


Figure 2.8. : Aspects bio-sédimentaires du faciès F8. (A-B) : Aperçu général du faciès en lame mince (échelle : 0,5cm; A : puits C; B : puits H). C : grand fragment de Radiolitiid (échelle : 500µm; puits D). D : grand fragment de rudiste (échelle : 1000µm; puits H). E : fragment de lamellibranche indéterminé (échelle : 500µm; puits A). F : Nombreux fragments de lamellibranches et de rudistes, symptomatiques d'un faciès de démantèlement (échelle : 500µm; puits C). La porosité observée dans ce faciès est moldique, intragranulaire et souvent matricielle.

Eléments d'interprétation : Les associations floro-fauniques décrites dans ce faciès riche en gros débris de rudistes associés à des foraminifères benthiques indiquent un environnement peu profond, assez hydrodynamique pour permettre la dislocation des épaisses coquilles de rudistes. Cependant la présence d'importante proportion de micrite dans certains échantillons plaide pour un milieu de dépôt calme et protégé. De même, la présence d'encroutements (Bacinelles) peut être liée à des milieux calmes, avec un taux de sédimentation relativement faible (Hillgärtner *et al.*, 2003), et un temps de résidence des coquilles à l'interface eau-sédiment assez important pour permettre la croissance des Bacinelles.

Ce type de faciès a été interprété par différents auteurs comme des dépôts soit de shoal ou de banc bioclastique de faible énergie (Burchette, 1993), soit comme des dépôts d'arrière *shoals* à énergie modérée (Aqrabi *et al.*, 1998; Taghavi *et al.*, 2006; Razin *et al.*, 2010). Dans cette étude, le faciès F8 est interprété comme un faciès de démantèlement mis en place sous un hydrodynamisme modéré (pouvant aussi être lié à des tempêtes). Cependant la différence ne peut se faire qu'au cas par cas, en fonction de la succession verticale des faciès, de la teneur en rudistes et du taux de fragmentation.

Wackestone-grainstone riche en lamellibranches (F9)

Description : Ce faciès relativement grossier est un wackestone allant jusqu'au grainstone, riche en débris de lamellibranches, en échinodermes et fragments de gastéropodes (Fig. 2.9). Les quelques bioclastes accessoires de ce faciès sont des fragments d'algues vertes, de coraux, d'ostracodes, ainsi que des foraminifères benthiques généralement mal préservés. Les fragments de lamellibranches sont grossiers (souvent plusieurs millimètres), et mal préservés. Les bioclastes sont parfois micritisés et de petits péloïdes relativement peu nombreux peuvent être observés dans la matrice. De la bioturbation, marquée par la présence de terriers de type *Ophiomorpha*, affecte ce faciès.

Eléments d'interprétation : Dans le Mishrif, ses équivalents latéraux ou d'autres Formations crétacées du Moyen-Orient, les grainstones bioclastiques bioturbés (riches en rudistes, foraminifères, algues...) sont généralement interprétés comme des sédiments de haute énergie, très peu profonds, déposés au niveau de *shoals* bioclastiques, de bancs de sables bioclastiques, ou en arrière des *shoals* (Alsharhan & Nairn, 1993; Burchette, 1993; Aqrabi *et al.*, 1998; Pittet *et al.*, 2002; Al-Ghamdi & Read, 2010; Razin *et al.*, 2010). De plus, les bioturbations de type *Ophiomorpha* ont souvent été décrits environnements énergétiques d'arrière *shoals* de la Formation Mishrif (Alsharhan & Nairn, 1993; Burchette, 1993). Ce faciès F9 est donc un faciès de relativement haute énergie, constamment agité par l'action des vagues de beau temps.

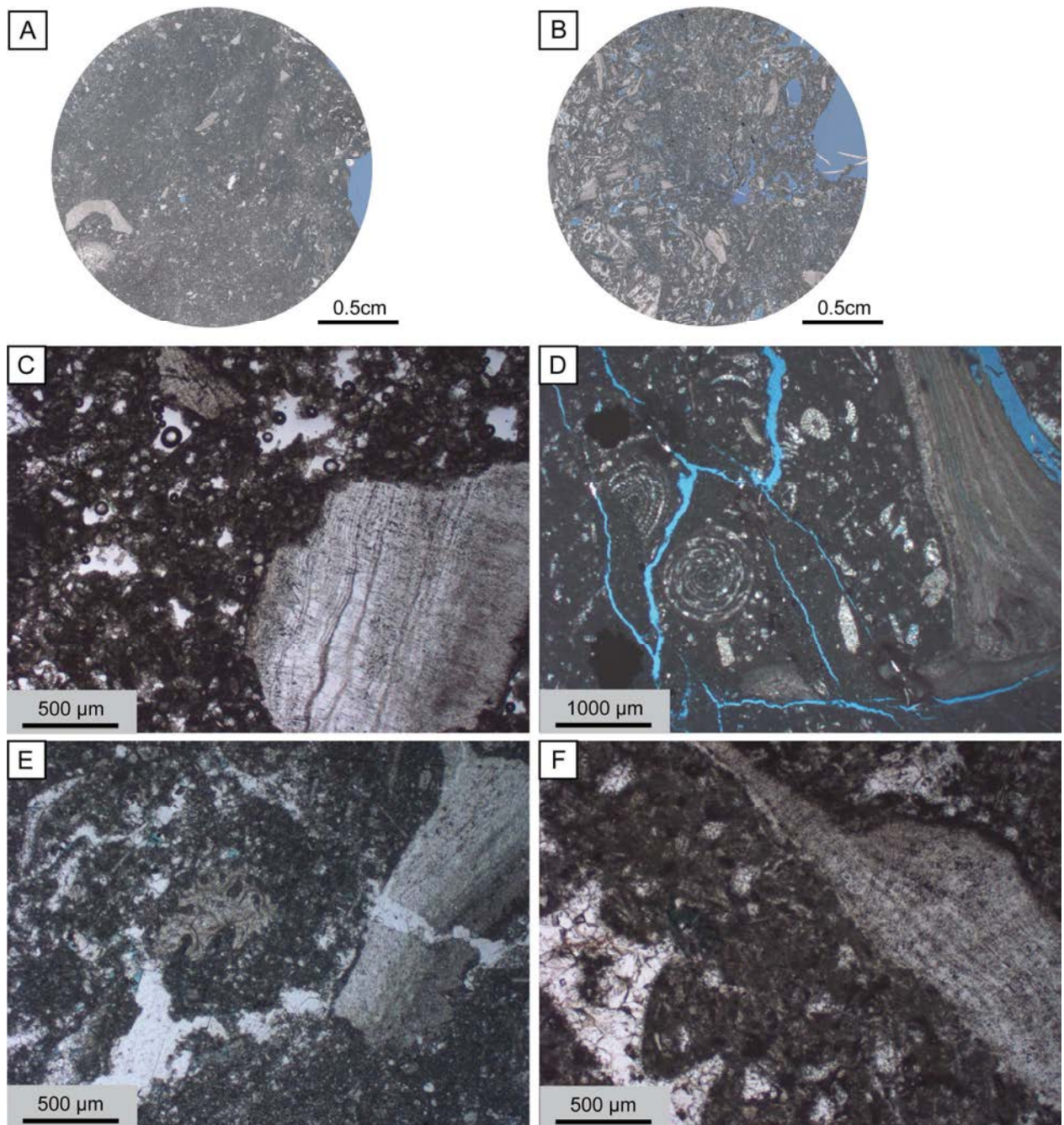


Figure 2.9. : Aspects bio-sédimentaires du faciès F9. (A-B) : Aperçu général du faciès en lame mince (échelle : 0,5cm; A-B : puits G). C, D-E : Fragments de lamellibranches (échelle : 500µm, puits F). D : Grand fragment de lamellibranche associé à des foraminifères benthiques (Préalvéolines) et des débris d'échinodermes (échelle : 1000µm, puits A). La porosité observée dans ces échantillons est généralement moldique, mais peut être associée à de la microporosité matricielle.

Grainstone à péloïdes, lamellibranches et échinodermes (F10)

Description : Ce type de grainstone (surtout observé dans le puits H) est exclusivement composé de bioclastes qui sont mal triés et souvent micritisés. Les bioclastes déterminables sont des échinodermes, des lamellibranches (rudistes ou autres – Fig. 2.10) et plus rarement des ostracodes ou des fragments de bryozoaires. Le ciment calcitique constitue une forte proportion du faciès (environ 25%) et une quantité faible de matrice micritique (moins de 25%) est observée dans l'espace intergranulaire.

Éléments d'interprétation : Le très fort taux de fragmentation des bioclastes indique un faciès de haute énergie, permettant la destruction des tests d'organismes. Dans le système sédimentaire du Mishrif, les grainstones bioclastiques présentant une faible diversité faunistique et mal triés ont souvent été interprétés comme des dépôts de *shoals sensu-stricto* ou des épandages de sables bioclastiques d'arrière *shoals* issus du démantèlement de ces *shoals* (Jordan *et al.*, 1985; Aqrabi *et al.*, 1998; Hollis *et al.*, 2010). En accord avec toutes ces études, le faciès F10 est ici interprété comme un faciès très hydrodynamique, toujours soumis aux vagues de beau temps (agitation continue) au sommet ou en bordure de *shoals* bioclastiques.

NB: Il a été mis en évidence que l'ensemble des faciès boueux, dominés par les foraminifères benthiques, planctoniques et les algues vertes (Faciès F1 à F7), pouvaient être déposés dans des conditions hydrodynamiques faibles, soit au niveau d'une plate-forme interne, avec une faible tranche d'eau soit dans la partie plus distale de la plate-forme carbonatée, signant ainsi une ouverture du milieu. Une "simple" observation de ces faciès ne permet ni de privilégier l'une ou l'autre des hypothèses, ni d'agencer les faciès en fonction de la polarité de la plate-forme. Il conviendra donc de regarder ces faciès en fonction de leur distribution latérale et verticale, en particulier par rapport aux faciès grossiers F8 à F10, afin de mieux comprendre l'agencement des dépôts et leur évolution temporelle.

Dans la seconde partie du chapitre le modèle de dépôt du réservoir Guiriel sera présenté et discuté, puis intégré dans la dynamique sédimentaire régionale.

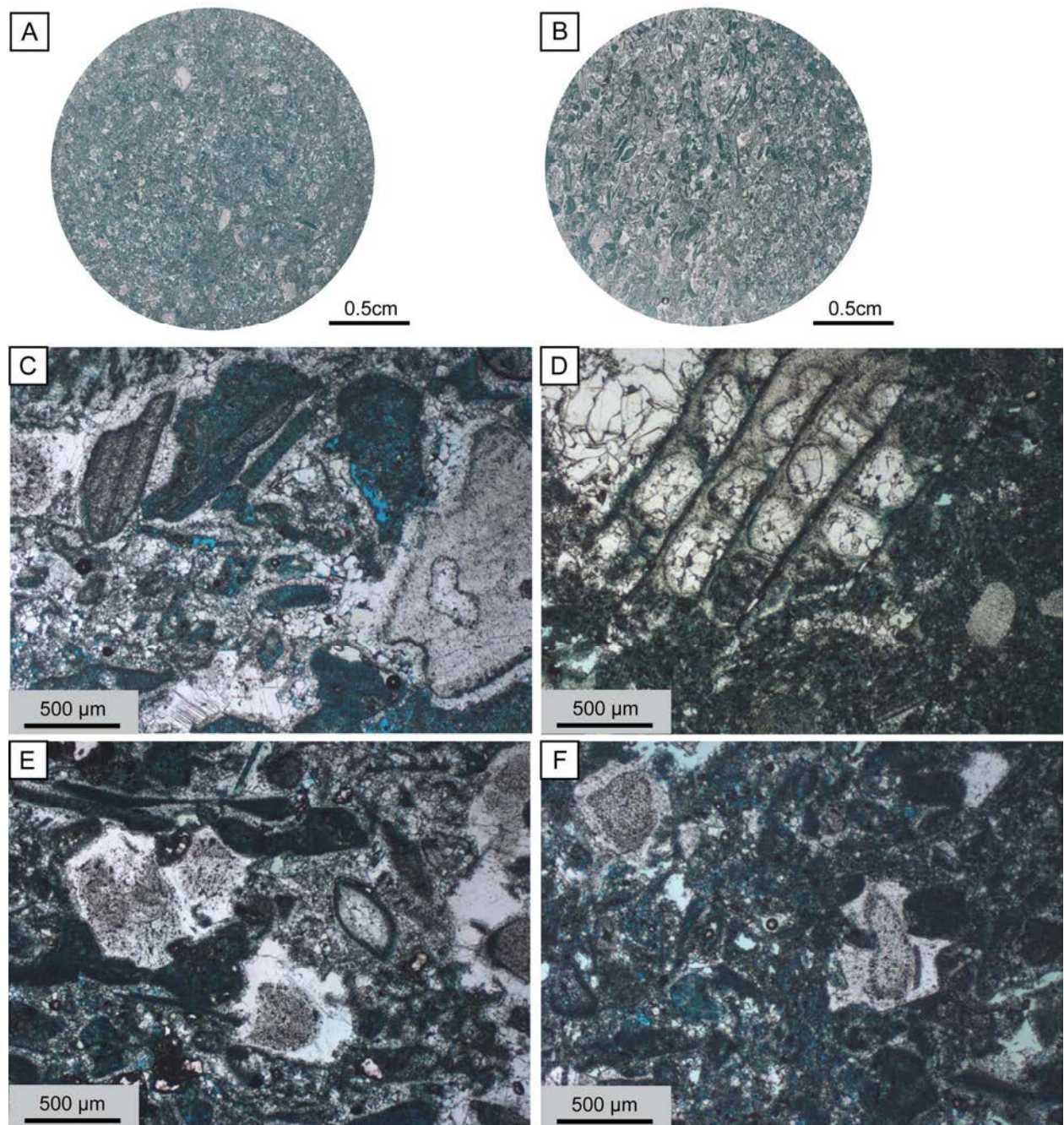


Figure 2.10. : Aspects bio-sédimentaires du faciès F10. (A-B) : Aperçu général du faciès en lame mince (échelle : 0,5cm; A - B : puits H). C-F : Détail des bioclastes (échinodermes, lamellibranches, bryozoaires, ostracodes) et des péloïdes qui composent le faciès (échelle : 500µm, puits H). L'importante porosité est moldique à *vuggy*, mais surtout représentée par la microporosité intragranulaire.

Faciès	Bioclastic components	Taphonomy & Sedimentary Structures	Depositional environments
F1 – <i>Dukhan</i> & miliolids wackestone	Benthic and planktonic foraminifera (miliolids, <i>Dukhan</i> sp., <i>Praealveolina</i> sp., <i>Cyclodonta</i> sp., <i>Nezzazata</i> sp., <i>Pseudolituonella</i> sp., <i>Hedgerbella</i> sp.), echinoderms, bivalves, gastropods, green algae, ostracods, alcyonaria, sponge spicules, calcispheres.		
F2 – Large benthic foraminifera wackestone	Benthic and planktonic foraminifera (miliolids, <i>Praealveolina</i> sp., <i>Broeckina</i> sp., <i>Dicyclina</i> sp.), green algae, echinoderms, bivalves, solitary corals, alcyonaria.		
F3 – Bioclastic mudstone-wackestone with echinoderms and planktonic foraminifera	Echinoderms, planktonic and benthic foraminifera (<i>Rotalia</i> sp., <i>Hedgerbella</i> sp., miliolids; <i>Cyclodonta</i> sp., <i>Praealveolinasp.</i> , <i>Orbitolinella</i> sp.), bivalves, echinoderms, gastropods, green algae; ostracods, calcispheres.		
F4 – Green algae-rich wackestone-packstone	Green algae, echinoderms, benthic and planktonic foraminifera (miliolids, <i>Praealveolina</i> sp., <i>Cyclodonta</i> sp., <i>Orbitolinella</i> sp., <i>Dukhan</i> sp., <i>Nezzazata</i> sp., <i>Discorbis</i> sp., <i>Chrysalidina</i> sp., <i>Pseudolituonella</i> sp., <i>Chofatella</i> sp., <i>Nummofalotia</i> sp., <i>Edomia</i> sp., <i>Hedgerbella</i> sp.), gastropods, bivalves, corals, ostracods, sponge spicules, serpulids, alcyonaria, calcispheres, very rare brachiopods	Benthic and planktonic foraminifera are generally well preserved, whereas green algae, bivalves and gastropods are mostly found as fragments, indicating small reworking.	Protected inner platform Low to very low energy Local storm induced deposits
F5 – <i>Praealveolina</i> wackestone	Benthic and planktonic foraminifera (<i>Praealveolina</i> sp., miliolids, <i>Orbitolinella</i> sp., <i>Cyclodonta</i> sp., <i>Discorbis</i> sp., <i>Nummofalotia</i> sp., <i>Pseudolituonella</i> sp., <i>Biconcava</i> sp., <i>Rotalia</i> sp.), green algae, echinoderms, gastropods, ostracods, sponge spicules, alcyonaria, calcispheres.	Intense bioturbation (mostly <i>Thalassinoides</i>) obliterate most of the sedimentary structures.	Paleodepth < 5-10m
F6 – <i>Orbitolinella</i> wackestone	Benthic and planktonic foraminifera (<i>Orbitolinella</i> sp., <i>Praealveolina</i> sp., miliolids, <i>Cyclodonta</i> sp., <i>Discorbis</i> sp., <i>Pseudolituonella</i> sp., <i>Edomia</i> sp., <i>Rotalia</i> sp.), echinoderms, bivalves, gastropods, green algae, ostracods, sponge spicules, corals, alcyonaria, calcispheres.		
F7 – Coral floatstone	Corals, bivalves, echinoderms, green algae, benthic & planktonic foraminifera (miliolids, <i>Orbitolinella</i> sp., <i>Praealveolina</i> sp., <i>Dicyclina</i> sp., <i>Nezzazata</i> sp., <i>Discorbis</i> sp., <i>Pseudolituonella</i> sp., <i>Hedgerbella</i> sp.), ostracods, sponge spicules, alcyonaria, serpulids.		
F8 – Rudist floatstone-grainstone	Rudists, others bivalves, echinoderms, gastropods, benthic foraminifera, ostracods, sponge spicules, very rare <i>Bacina</i>	All the bioclasts (except foraminifera) are fractured and found as small fragments. Very rare erosion surfaces are found at the base of the deposits, and most of the sedimentary structures are obliterated by bioturbation.	Back shoal Low to moderate energy Paleodepth < 10m Storm deposits
F9 – Bivalve-rich wackestone-grainstone	Bivalves, echinoderms, gastropods, green algae, benthic foraminifera (mostly <i>Praealveolina</i> sp.), corals, ostracods, alcyonaria.	Rudists and other bivalve fragments are coarse and poorly sorted. Well preserved rudist shells are locally observed. All the others bioclasts are debris. The rare foraminifera are generally broken and poorly preserved. Local erosion surfaces at the base of the deposits. Bioturbations (<i>Thalassinoides</i> & <i>Ophiomorpha</i>)	Bioclastic shoals and banks Moderate to high energy Above Fair Weather Wave Base Paleodepth < 5m
F10 – Peloids, bivalves and echinoderms grainstone	Echinoderms, bivalves (mostly rudists)		

Tableau 2.1. : Tableau regroupant les principales caractéristiques des faciès rencontrés dans le champ Guiriel.

1.2. Structures sédimentaires

L'intense bioturbation des sédiments de la plate-forme Mishrif est un fait bien connu et décrit par tous les auteurs qui ont étudié ces sédiments (Jordan *et al.*, 1985; Alsharhan & Nairn, 1993; Burchette, 1993; Aqrabi *et al.*, 1998; van Buchem *et al.*, 2002; Razin *et al.*, 2010...). Les bioturbations affectent l'ensemble des dépôts, depuis les parties les plus proximales, jusqu'à la bordure de la plate-forme.

Dans les sédiments du champ Guiriel, deux grands types de bioturbations ont été mises en évidence (Fig. 2.11) : il s'agit (1) des *Thalassinoides*, caractéristiques des niveaux boueux de plate-forme protégée ou d'environnements plus ouverts (van Buchem *et al.*, 2002; Gerard & Bromley, 2008), et (2) des *Ophiomorpha*, caractérisées par des parois composées de péloïdes, et caractérisant d'après Burchette (1993) les environnements d'énergie modérée d'arrière *shoals*, ou des environnements très peu profonds (Gerard & Bromley, 2008). La bioturbation intense (en particulier avec les *Thalassinoides*) indique des milieux de sédimentation bien oxygénés, peu profonds, sans grandes variations de salinité, et avec des taux de sédimentation lents (*e.g.* Pittet *et al.*, 2002).

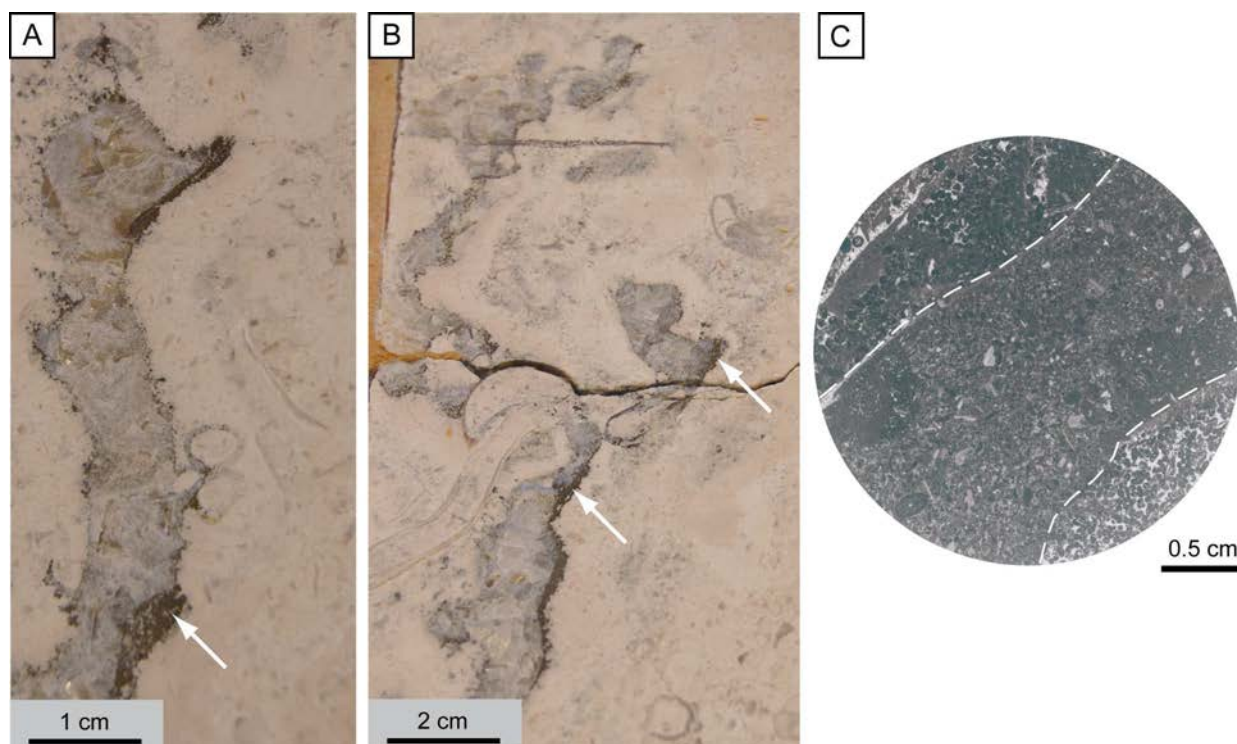


Figure 2.11. : Exemples de bioturbations. A-B : Terriers subverticaux affectant des floatstones à rudistes (faciès de démantèlement F8). Les flèches blanches indiquent les zones où la paroi des bioturbations est pyritisée (puits F). C : Détail d'une bioturbation de type *Ophiomorpha* observée en lame mince dans un faciès de rampe interne (échelle : 0.5cm; puits F).

Les parois des grands terriers verticaux sont parfois tapissées par des cristaux de pyrite (Fig. 2.11A-B), et les galeries peuvent être complètement comblées par de la calcite. Cette cimentation des terriers est un fait bien connu dans la Formation Natih (van Buchem *et al.*, 2002). En lame mince, les différences de densité de la matrice micritique (aspect nodulaire de la matrice), ainsi que la porosité, sont de bons indices de la bioturbation diffuse, responsable de la destruction des diverses structures sédimentaires. Dans certains puits, en particulier le puits C, les bioturbations peuvent être associées à la présence de matière organique.

Des structures sédimentaires moins affectées par la bioturbation et donc les plus aisément identifiables sont en carottes sont d'une part des liserés argileux et d'autre part des surfaces d'érosion. Les grands liserés d'argiles noires parallèles au litage (*horse tails* – Fig. 2.12) affectent majoritairement les faciès boueux de plate-forme protégée. Ils sont souvent associés à des stylolites (voir Chapitre 5 pour l'origine des stylolites). Dans les forages verticaux (puits G par exemple – Fig.2.12), l'inclinaison des niveaux argileux est un bon indicateur du basculement tectonique de la plate-forme postérieur au dépôt des sédiments carbonatés. Dans le puits C, ces liserés argileux sont généralement associés à des faciès riches en petits foraminifères benthiques (*Rotalia sp.*).

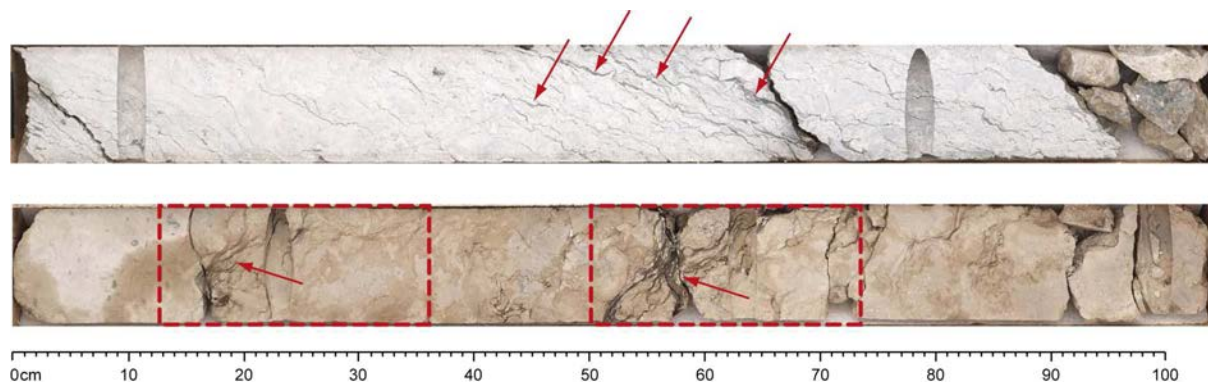


Figure 2.12. : Liserés argileux au sein des faciès boueux de plate-forme interne observés en carotte (puits G). Ces liserés peuvent être isolés ou associés à la stylolithisation (flèches rouges), ou bien groupés en de larges zones calcaro-argileuses (rectangles rouges).

Des surfaces d'érosion sont observées mais peu marquées. Dans les faciès boueux de plate-forme protégée, elles sont généralement recouvertes par des niveaux plus grossiers, riches en bioclastes très fracturés et mal triés, pouvant indiquer de fins niveaux de tempêtes.

1.3. Associations floro-fauniques

Les associations floro-fauniques décrites pour chaque faciès sont dominées par les foraminifères benthiques, les algues vertes, les échinodermes, ainsi que les mollusques et les coraux. Ces organismes sont symptomatiques d'associations photozoaire, et plus particulièrement de type *cholorozoan* (e.g. James *et al.*, 1997; Westphal *et al.*, 2010). Cependant, devant la très nette prédominance des algues vertes sur les coraux, il convient d'employer le terme *chloralgal* pour ce type d'association (Tucker & Wright, 1990). L'association *chloralgal* indique un environnement relativement chaud (compatible avec la paléogéographie et la position équatoriale du Moyen-Orient au Cénomanien – Stampfli & Borel, 2002), avec des eaux de surface généralement très supérieures à 15°C et de faibles variations de la salinité comprises entre environ 30-40‰ (Flügel, 2004; Hajikazemi *et al.*, 2010; Westphal *et al.*, 2010). La présence en grand nombre de dasycladales (notamment dans le faciès F4) suggère une bathymétrie très faible (inférieure à 5 ou 10 mètres) dans la zone photique (Flügel, 2004).

1.4. Enregistrement isotopique de la température de l'eau de mer

Afin de mieux contraindre le système sédimentaire (et en pré-requis à l'étude diagénétique qui sera effectuée dans le Chapitre 5) il est nécessaire d'estimer au mieux la température de l'eau marine qui baignait la plate-forme cénomaniennne. Le Cénomanien est considéré comme une période de Greenhouse (e.g. Sandberg, 1983), c'est-à-dire une période chaude sans grandes calottes glaciaires aux pôles (Price, 1999). Dans ces conditions, le rapport isotopique de l'oxygène de l'eau de mer ($^{18}\text{O}_{\text{seawat}}$) est généralement considéré comme ayant été compris entre -0,5‰ et -1‰ V-SMOW (Shackleton & Kennett, 1975; Price *et al.*, 1998; Norris *et al.*, 2002).

Dans les sédiments Mishrif du champ Guiriel, les coquilles de lamellibranches bien préservées sont généralement trop fines pour être aisément prélevées sans recours à un micro-fraisage, ou analyses isotopiques ponctuelles par sonde ionique ou ablation laser. Des coquilles de rudistes plus épaisses et bien préservées (vérifications sous cathodoluminescence – Barbin, 2000) existent toutefois dans les Formations Sarvak (Hajikazemi *et al.*, 2010) et Natih (Champagne, 2011, com. pers.). Des prélèvements dans ces coquilles montrent des rapports isotopiques de l'oxygène respectivement compris entre -5,2‰ et -3‰ V-PDB pour le Sarvak et entre -5,7‰ à -3,7‰ V-PDB pour le Natih.

Les températures de surface de l'eau de mer ont pu être calculées en utilisant l'équation d'Anderson & Arthur (1983) et sont comprises entre 25°C et 41°C (Tableau 2.2).

	Formation	$^{18}\text{O}_{\text{shells}}$ (‰ V-PDB)	Temperatures (°C)	
			$^{18}\text{O}_{\text{seawat. -0.5‰}}$ (V-PDB)	$^{18}\text{O}_{\text{seawat. -1‰}}$ (V-PDB)
Hajikazemi <i>et al.</i> (2010)	Sarvak (Iran)	-5.2‰ to -3.0‰	27° - 38°	25° - 35.5°
Champagne (2011, com. pers.)	Natih (Oman)	-5.7‰ to -3.7‰	30.5° - 41°	28° - 38°

Tableau 2.2 : Valeurs isotopiques et températures des eaux de surface correspondantes mesurées sur les coquilles de rudistes des Formations Sarvak et Natih.

De telles températures des eaux de surface sont cohérentes avec le climat très chaud (jusqu'à plus de dix degrés de plus qu'à l'actuel – Bice & Norris, 2002) qui régnait au Crétacé moyen. Plus spécifiquement, des températures comprises entre 26 et 36°C ont été très souvent calculées pour les eaux marines de surface céno-mano-turonniennes en divers endroits de la planète (Hubert *et al.*, 2002; Wilson *et al.*, 2002; Schouten *et al.*, 2003; Forster *et al.*, 2007). Une partie des températures calculées pour les Formations Sarvak et Natih sont plus chaudes que les données publiées. Cependant, au Cénomani le Golfe persique était en position équatoriale (Stampfli & Borel, 2002), induisant une température plus élevée que sur les plates-formes et bassins localisés à des latitudes plus importantes.

1.5. Analyse des résidus insolubles et de la fraction argileuse

1.5.1. Calcimétries et Diffraction des Rayons X : méthodes

Les calcimétries consistent en une simple pesée (après dissolution à l'acide chlorhydrique d'une quantité donnée de sédiment carbonaté) du résidu insoluble (précision au 0,01g près). La proportion de carbonate est donc directement calculée par le rapport entre le poids total de l'échantillon et le poids des résidus insolubles. Afin d'étudier le rôle de l'argilosité (même en faibles proportions) sur la diagenèse des micrites, une trentaine d'échantillons issus des deux puits de référence ont fait l'objet d'analyses par Diffraction des Rayons X (DRX) sur les résidus insolubles obtenus après dissolution à l'acide chlorhydrique du sédiment carbonaté (décarbonatation). Des plugs de 5cm de diamètre (environ 85cm³, prélevés spécifiquement afin d'avoir assez de résidus insolubles) ont été finement broyés puis dissous dans l'acide chlorhydrique jusqu'à disparition complète de la fraction carbonatée. Le résidu insoluble obtenu par cette décarbonatation a ensuite été rincé plusieurs fois à l'eau distillée. Deux types de pâtes orientées ont été réalisées sur les insolubles récupérés après centrifugation : (1) des pâtes orientées issues de la fraction argileuse (fraction <2µm récupérée à partir d'un prélèvement en pilulier en appliquant la loi de Stocks approchée) quand celle-ci était suffisante, et (2) une série de poudres sur le résidu insoluble global.

Ces préparations ont été analysées avec un diffractomètre Brucker Endeavor D4 à anticathode de cuivre et équipé d'un détecteur Lynxeye, en appliquant trois traitements (1) naturel, (2) éthylène-glycol et (3) chauffage à 490°C, selon les recommandations de Moore & Reynolds (1997)

1.5.2. Calcimétries et résidus insolubles

Les calcimétries effectuées sur les échantillons des puits C et F (respectivement 15 et 20 échantillons) montrent des proportions de résidus insolubles allant de 16,8% à moins de 0.1% (seuil de détection). Ces valeurs sont présentées dans le Tableau 2.3.

	Sample depth (bTMU)	% Insolubles	Clays	Other minerals
Well C	1.3	8.4%		Pyrite
	2.65	7.5%		Pyrite, Marcassite
	4.85	5.9%		Pyrite, Marcassite
	10.05	8.0%		Pyrite
	11.35	13.6%		Pyrite, Quartz
	14.68	5.2%	Illite, IS R1, Kaolinite	Pyrite, Marcassite
	17.02	6.0%	In various proportions	Pyrite
	20.9	5.2%		Pyrite
	22.9	5.1%	(Sometimes small Chlorite inputs)	Pyrite
	26.65	4.4%		Pyrite
	28.9	8.7%		Pyrite, Quartz
	33.59	3.4%		Pyrite
	36.94	6.2%		Pyrite
	42.08	4.7%		Pyrite
	45.3	4.8%		Pyrite
Well F	1.7	16.8%	-	-
	8	3.1%	-	-
	14.45	7.6	-	-
	19.44	0.2%	-	-
	24.85	<0.1%	-	-
	31.07	<0.1%	-	-
	36.25	0.5%	-	-
	45.2	<0.1%	Illite. IS. Kaolinite	Pyrite
	48.2	9.6%	-	-
	53.17	<0.1%	Illite. IS. Kaolinite	Pyrite
	65.88	2.7%	-	-
	79.06	<0.1%	-	-
	82.6	<0.1%	-	-
	84.26	<0.1%	-	-
	92.41	7.4%		Pyrite. Quartz
	95.73	<0.1%		-
	98.32	<0.1%	Illite. IS. Kaolinite	Pyrite. Quartz
	100.23	<0.1%	In various proportions	-
	109.21	<0.1%		-
	116.26	<0.1%		Pyrite. Quartz

Tableau 2.3. : Pourcentages d'insolubles mesurés sur différents échantillons des puits C et F et résultats des analyses minéralogiques (DRX) menées sur les insolubles. L'analyse DRX a parfois été impossible en raison de la trop faible proportion de résidus insolubles.

La plus forte concentration en insolubles provient d'un échantillon du puits F situé à 1,70 mètre sous la TMU et extrêmement riche en matière organique. Il est donc possible que cette valeur soit erronée en raison d'un mauvais lavage de l'échantillon et donc de la présence de pétrole.

Les échantillons du puits C sont toujours riches en insolubles et présentent des teneurs plus importantes que ceux du puits F où 75% des échantillons ont des taux d'insolubles sous la limite de détection (en moyenne 6,45% d'insolubles pour le forage C contre 2,45% pour le forage F). Suite aux décarbonatations effectuées, il ressort que pour une même quantité de matériel, les échantillons du puits C sont systématiquement plus riches en pyrite, et relativement plus pauvres en matière organique par rapport aux autres échantillons.

1.5.3. Diffraction des Rayons X et fraction argileuse

Quatre échantillons ont fait l'objet d'analyses DRX sur poudre roche totale. Comme cela était prévisible, seule la calcite est apparue sur les diffractogrammes, occultant complètement le signal des autres minéraux. Les analyses DRX sur les résidus insolubles confirment la présence (même en faible proportion) de la pyrite dans tous les échantillons analysés, et montrent des traces de quartz dans certains échantillons, ainsi que la présence de minéraux argileux (Tableau 2.3).

Les argiles et les minéraux tels que la pyrite ou le quartz n'ayant pas les mêmes conditions de diffraction, il est difficile de déduire les proportions relatives de chaque famille minérale. Les différents cortèges argileux ont été étudiés par des analyses DRX effectuées sur la fraction minérale inférieure à 2 μ m en agrégats orientés pour faciliter la diffraction des plans 00l.

Les diffractogrammes obtenus (Fig. 2.13) indiquent une nature des minéraux argileux constante mais présentant des proportions variables entre les échantillons : les cortèges sont composés d'illite, d'interstratifiés illite-smectite R1, et de kaolinite. Les analyses sur les échantillons chauffés montrent parfois un pic résiduel au niveau du pic à 7 \AA , indiquant la présence possible de traces de chlorite, mais cette dernière n'a pas pu être identifiée formellement. Les observations de kaolinite au MEB (Fig. 2.14) sont confirmées par les analyses DRX.

Les analyses semi-quantitatives des différents diffractogrammes ont permis d'observer les différences de composition des cortèges argileux entre les deux puits, et surtout de contraindre leur évolution verticale. Ces variations sont représentées dans la figure 2.15.

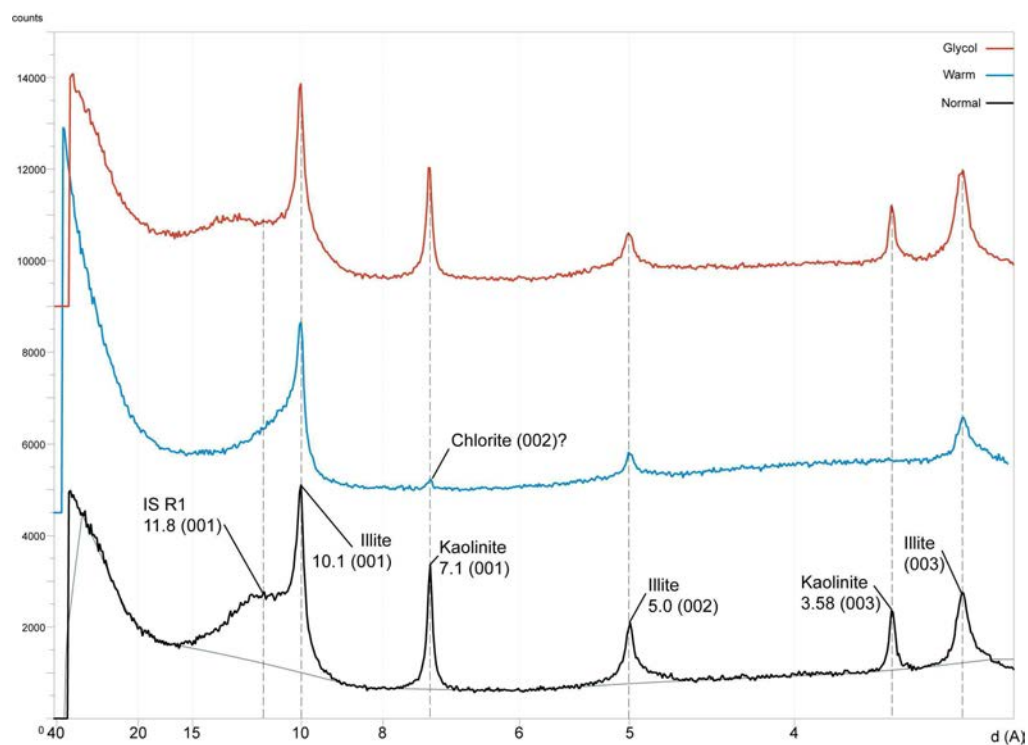


Figure 2.13. : Exemple de diffractogramme obtenu pour l'analyse des argiles en DRX. Puits C, 37 mètres sous la discontinuité sommitale.

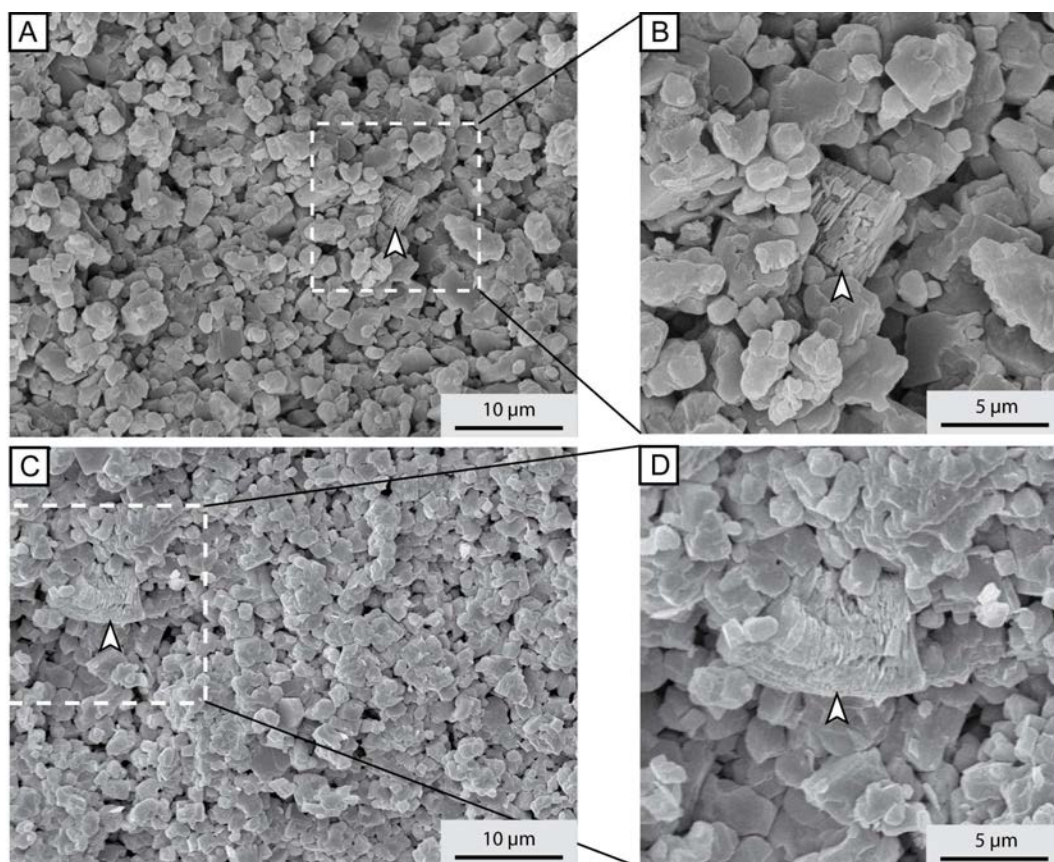


Figure 2.14 : Feuillet de kaolinite piégés dans la matrice micritique. (A-B) Puits G, 24,1 mètres sous la discontinuité sommitale; (C-D) Puits A, 32,9 mètres sous la discontinuité sommitale.

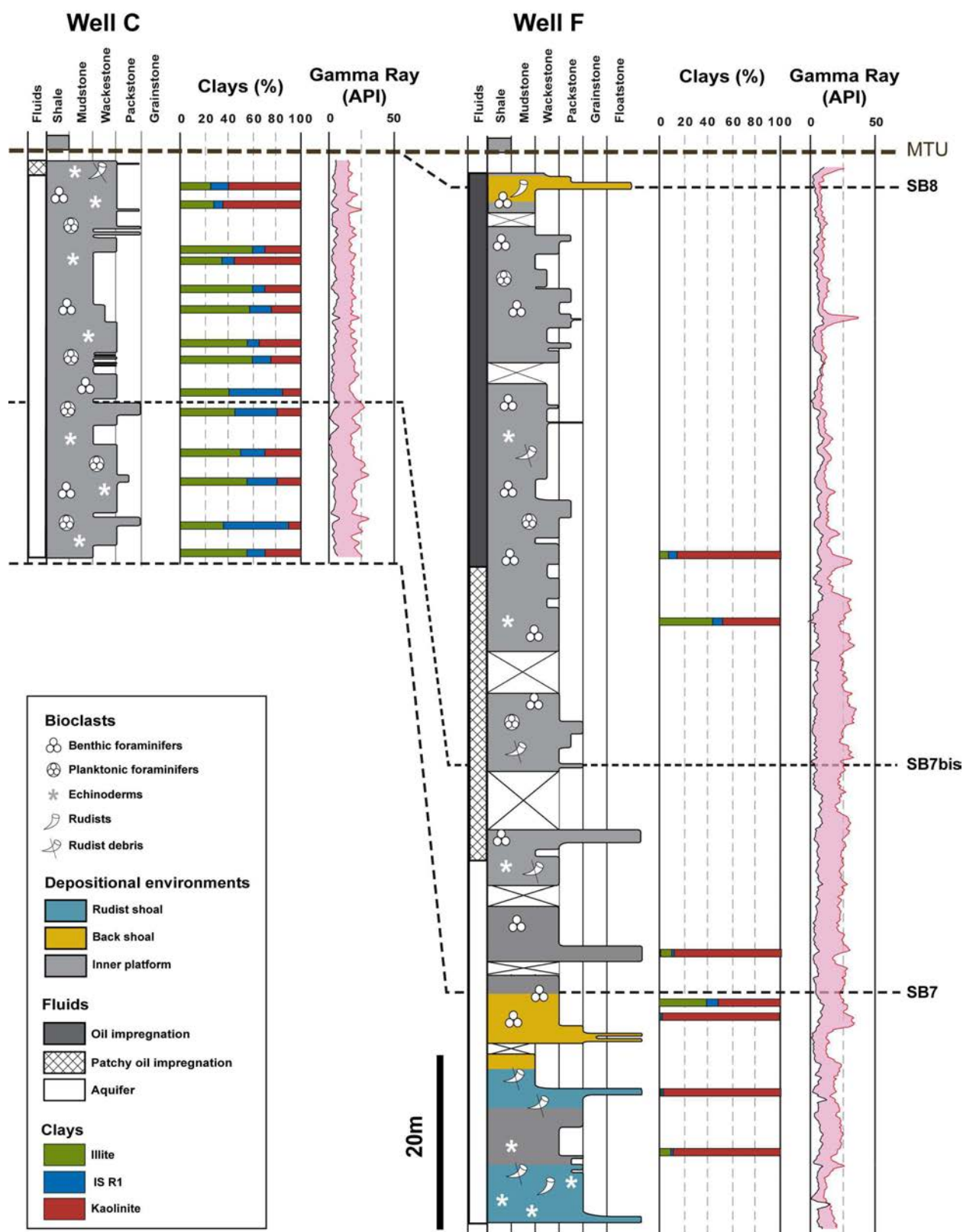


Figure 2.15 : Evolution des cortèges argileux et du Gamma ray pour les puits C et F. Pour le puits C l'intervalle TMU-SB7bis est dominé par les illites et les kaolinites tandis que l'intervalle SB7bis-SB7 est lui dominé par les illites et les interstratifiés illite-smectite. Les rares analyses disponibles pour le puits F suggèrent la présence majoritaire de la kaolinite et en moindres proportions de l'illite.

Les sédiments du puits C se révèlent dominés par l'illite et les interstratifiés R1. Les vingt derniers mètres de l'intervalle carotté présentent les plus faibles proportions de Kaolinite. L'intervalle supérieur présente quant à lui un enrichissement progressif en kaolinite surtout aux dépens de l'illite (la proportion d'interstratifiés restant globalement la même). Les échantillons du puits F montrent dans l'ensemble une très forte dominance de la kaolinite ainsi que la quasi absence d'interstratifiés illite-smectite. Contrairement au puits C, les sédiments échantillonnés pour ces analyses sur le forage F proviennent essentiellement de faciès plus grossiers (floatstones et grainstones riches en fragments de rudistes – F8 à F10). Les différences observées dans les cortèges argileux pourraient donc être liées aux changements des environnements de dépôt.

Origine des principaux minéraux argileux

Les minéraux argileux sont, dans certaines conditions (absence de diagenèse et/ou d'enfouissement importants, de néoformation...), de bons indicateurs de l'intensité des processus de lessivage, et donc des variations d'humidité (Ruffell *et al.*, 2002; Godet *et al.*, 2008; Dera *et al.*, 2009). Ces minéraux sont généralement formés dans les sols et ont donc un fort potentiel à l'érosion et à l'exportation en domaine marin. Au cours de ce transport, une sédimentation différentielle des minéraux argileux apparaît, compte-tenu de leur taille, leur charge spécifique et leur capacité à flocculer. Celle-ci aboutit à déposer préférentiellement les kaolinites ou chlorites dans les environnements proximaux et à exporter sur de plus grandes distances les Interstratifiés et les Illites (Godet *et al.*, 2008).

La kaolinite se forme généralement en climat chaud et humide, dans des environnements superficiels associés à des phénomènes pédogénétiques (Chamley, 1989). Une origine diagénétique est toutefois aussi envisageable. Cependant, ici, plusieurs facteurs plaident pour une origine détritique des kaolinites observées :

- (1) la présence de dépôts continentaux en Arabie Saoudite (Ziegler, 2001) dont le lessivage pourrait être une source cohérente pour l'apport de kaolinite dans les carbonates du Mishrif. La présence de micas, et en particulier d'illite, implique la présence d'une source terrigène (concordante avec la présence de traces de quartz sur certains diffractogrammes). Au cours du Crétacé le bouclier arabe était émergé, et son lessivage a pu induire l'exportation des minéraux détritiques (quartz, micas...) jusque sur la plate-forme Mishrif.
- (2) le relativement faible enfouissement de la série (2000 mètres au maximum), ainsi que les proportions relativement importantes d'interstratifiés R1, ne plaident pas pour une diagenèse des argiles très poussée.

D'épais niveaux de Kaolinite laminée ont aussi été observés en carotte dans les cavités karstiques liées à la TMU (voir Chapitre 5). La présence de ces argiles est interprétée comme le résultat du lessivage de paléosols développés au toit de la Formation Mishrif au cours de l'émersion du Turonien (Boichard *et al.*, 2005).

Dans les systèmes sédimentaires de type photozoaire (algues vertes, rudistes, coraux...), il a été reconnu que la présence de patches ou de *shoals* peut jouer le rôle de piège pour les particules argileuses les plus grossières, telles que la kaolinite (Godet *et al.*, 2008). Ceci peut expliquer les différences observées dans le puits F, en particulier la prédominance de la kaolinite dans les sédiments grossiers de *shoals* bioclastiques. En revanche, les minéraux argileux les plus fins vont plus facilement rester en suspension dans les environnements les plus agités, et vont ainsi décanter préférentiellement dans les environnements plus calmes et les plus protégés, expliquant ainsi les fortes proportions d'illite mesurées sur les échantillons du puits C.

Comparaison avec les données Gamma ray

Les mesures de Gamma ray (GR) effectuées en routine durant les forages donnent d'importantes informations sur les variations verticales de la radioactivité du sédiment, portée essentiellement par la matière organique et par les argiles. L'étude des variations du GR peut donc être un outil très performant pour étudier les variations verticales de la proportion d'argiles dans le sédiment.

L'observation des courbes de GR des deux puits de référence (Fig. 2.15) montre deux comportements différents, en particulier pour la partie supérieure des forages. Dans le puits C, aucune tendance particulière ne se dégage de l'évolution du GR : les valeurs mesurées restent toujours relativement faibles (en moyenne entre 20 et 25 API), mais classiques pour des formations carbonatées néritiques (Cant, 1992). L'enrichissement progressif en kaolinite observé sur ce forage semble correspondre à des valeurs légèrement décroissantes de GR. Dans le forage F de grandes variations d'intensité du GR sont visibles et deux grands ensembles sont clairement identifiables. L'intervalle inférieur, allant de la base de la carotte à la base de la zone à huile, correspond à des valeurs de GR dépassant souvent les 25 API. Tout comme dans le puits C, les échantillons présentant une forte proportion de kaolinite correspondent à des faibles valeurs de GR. L'intervalle supérieur correspond à la zone imprégnée en huile. Il présente systématiquement des valeurs de GR très faibles (aux alentours de 10-12 API), à l'exception d'un pic à 35 API (18 bTMU) qui correspond à une zone de développement des cavités karstiques formées au cours de l'émersion sommitale du Mishrif. L'absence de données sur la proportion et surtout le type d'argiles présents sur le sommet du puits F empêche l'interprétation des faibles valeurs du GR sur ce puits.

2. Modèle de dépôt, architecture sédimentaire et analyse séquentielle

2.1. Modèle de dépôt

2.1.1. Polarité de la plate-forme

Les modèles de dépôt classiquement proposés pour la plate-forme Mishrif (*e.g.* Burchette, 1993; Aqrabi *et al.*, 1998) font état d'une plate-forme carbonatée peu profonde, ponctuée de *shoals* bioclastiques riches en rudistes, progradant en direction du bassin du Shilaif (voir le modèle général décrit dans le Chapitre 1). Les cartes paléogéographiques (*e.g.* Zielgler, 2001) et les reconstitutions de la plate-forme Mishrif (*e.g.* Al-Zaabi *et al.*, 2010) montrent une orientation Ouest-Est de la plate-forme et une progradation des sédiments vers l'est dans le bassin intra-plate-forme du Shilaif (Fig. 2.16).

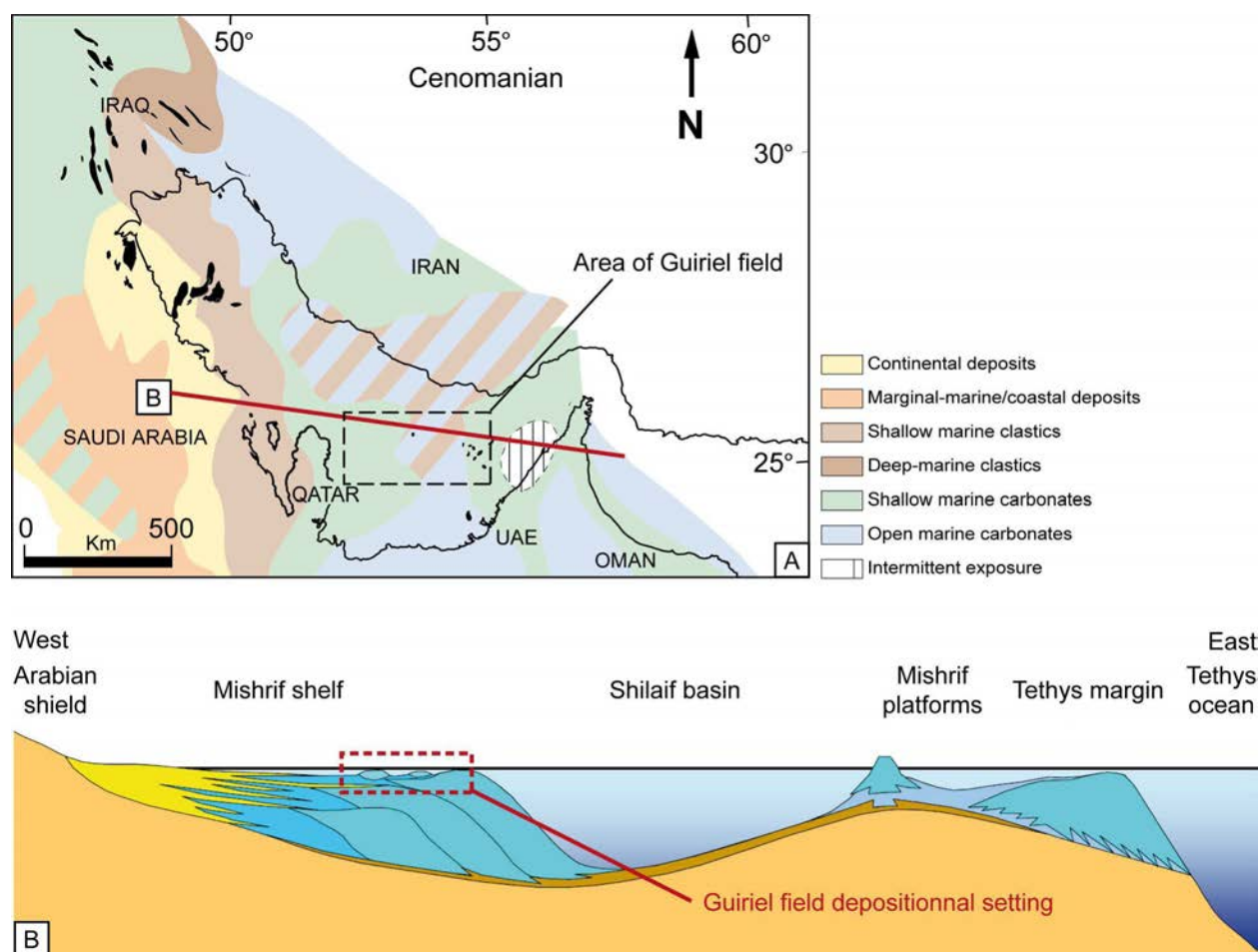


Figure 2.16 : (A) Reconstitution paléogéographique du Golfe persique au Cénomanien montrant le développement des plates-formes carbonatées (d'après Ziegler, 2001). (B) Coupe synthétique ouest-est montrant les liens entre la plate-forme Mishrif et le bassin du Shilaif (Al-Zaabi *et al.*, 2010).

Ces reconstitutions paléogéographiques montrent que les sédiments du Champ Guiriel se mettent en place soit au niveau de la barrière localisée à la transition entre le bassin et la plate-forme, soit en arrière de cette barrière, sur la plate-forme interne.

2.1.2. Organisation générale des dépôts et évolution du modèle de dépôt

L'évolution verticale et latérale des faciès (Figs. 2.17 & 2.18) montre que l'intervalle carotté peut-être divisé en deux unités distinctes : la base de la coupe clairement dominée par des sédiments grossiers, et le reste de l'intervalle dominé par des sédiments boueux.

Intervalle basal (sous SB7), *shoals* bioclastiques

Comme cela est particulièrement visible sur les puits F, G et H, les vingt à quarante premiers mètres de l'intervalle carotté du champ Guiriel sont dominés par les faciès F8 à F10 (Figs. 2.17 & 2.18). Comme décrit précédemment, il s'agit de sédiments grossiers dont la fraction bioclastique est dominée par les lamellibranches (restes de rudistes) et les échinodermes. Couplé à l'absence de fortes proportions de matrice micritique, le taux de fragmentation des bioclastes plaide pour un environnement présentant un hydrodynamisme relativement important, soumis en permanence au déferlement des vagues de beaux temps. Les faciès F9 et F10 sont généralement encadrés par le faciès F8, formé par des floatstones et grainstones bioclastiques en partie issus du démantèlement des *shoals* par les vagues de beau temps, les tempêtes et la bioérosion. Des faciès tels que F9 et F10 sont interprétés comme des sédiments déposés sous une très faible tranche d'eau (inférieure à 5m), au niveau de grands *shoals* bioclastiques dominés par les rudistes (Burchette, 1993; Aqrabi *et al.*, 1998; Razin *et al.*, 2010). Leur épaisseur est souvent inférieure à 10 mètres, mais dans cet intervalle la géométrie des *shoals* bioclastiques est complexe. La présence de niveaux plus boueux, riches en algues vertes et en foraminifères benthiques, intercalés entre les dépôts grossiers indique que les *shoals* étaient discontinus, permettant le dépôt de sédiments plus fins. Les corrélations entre les puits (Boichard *et al.*, 2005) indiquent que ces grands *shoals* bioclastiques amalgamés se retrouvent sur l'ensemble de la zone étudiée. Ces dépôts peuvent alors être considérés comme étant une partie de la barrière mise en place à la transition entre la plate-forme carbonatée et le bassin-intra-plate-forme du Shilaif (Al-Zaabi *et al.*, 2010).

Intervalle "sommitale" boueux (au dessus de SB7)

Sur les épais niveaux de *shoals* bioclastiques décrits précédemment se met en place une épaisse série carbonatée (jusqu'à 60 mètres) dominée par des sédiments boueux (F1 à F7). Les associations floro-

fauniques de cet intervalle sont dominées par les foraminifères benthiques (*e.g.* miliolites et Préalvéolines), les algues vertes et les débris d'échinodermes. La matrice micritique est souvent riche en péloïdes fins. Ces niveaux sont intensément bioturbés (*Thalassinoides*) indiquant un taux de sédimentation relativement faible.

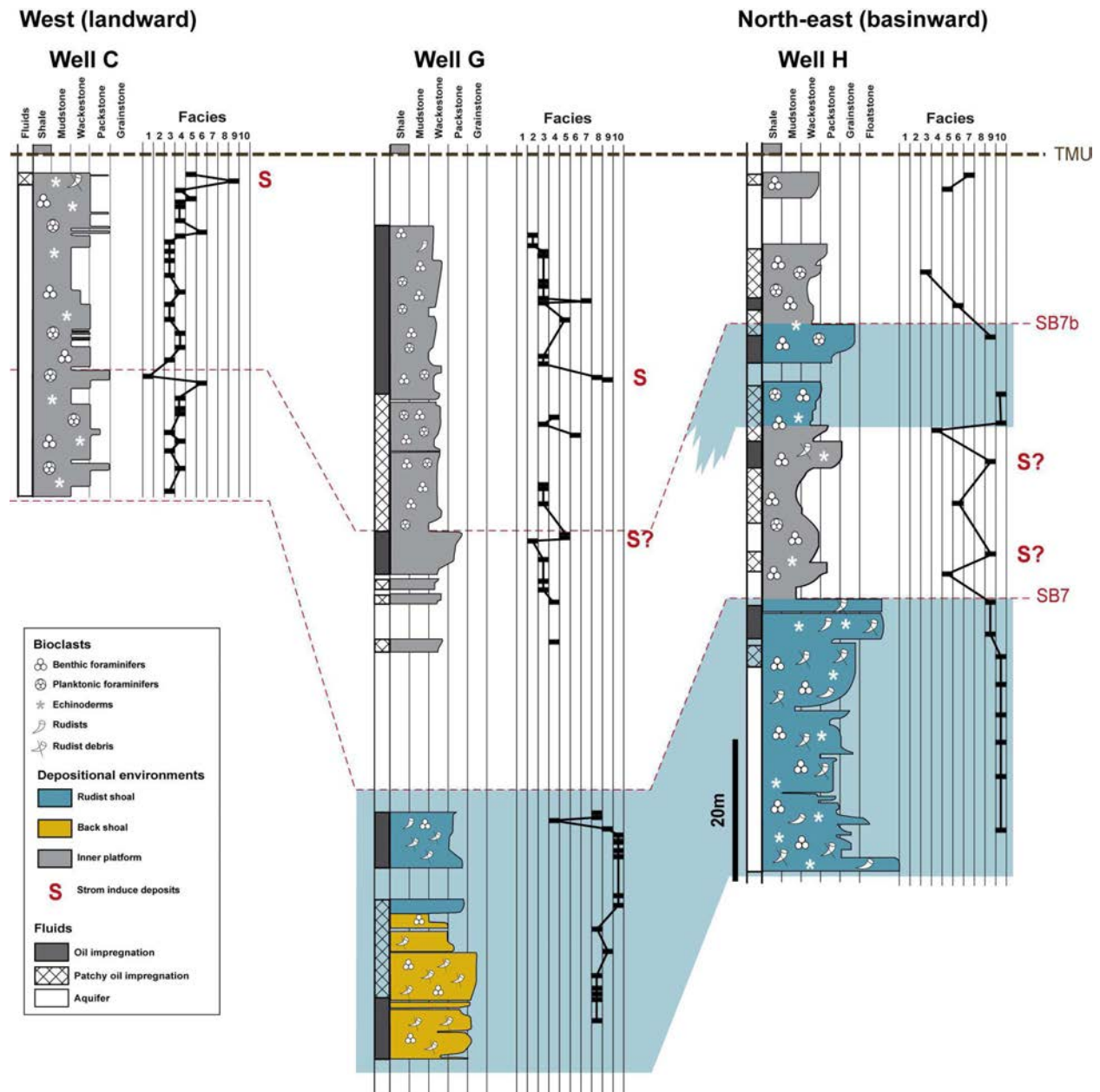


Figure 2.17 : Succession des faciès et environnements de dépôt sur les puits C-G et H. Les niveaux de *shoals* bioclastiques sont corrélés. Les corrélations entre les puits sont faites par rapport aux limites de séquences (SB) qui seront décrites et discutées dans les paragraphes suivants. L'ensemble de la structure est horizontalisée sur la TMU.

L'ensemble de ces caractéristiques faciologiques plaide pour un environnement calme et peu profond (tranche d'eau entre 5 et 10 mètres maximum), permettant respectivement la décantation de la matrice

micritique, la pénétration de la lumière et donc le développement des algues vertes (Westphal *et al.*, 2010). En accord avec de nombreuses études (voir Chapitre 1) et les reconstitutions paléogéographiques (Ziegler, 2001), les faciès F1 à F7 sont donc des dépôts de plate-forme interne, déposés en arrière de *shoals* à rudistes. Dans le cadre d'une sédimentation carbonatée sur une plate-forme très large (plus de 200km de largeur – Fig. 2.16), les *shoals* bioclastiques constituant la barrière, bien que non continus, devaient contribuer à l'amortissement de l'énergie des vagues sans toutefois s'opposer à la pénétration des eaux et des associations floro-fauniques du large sur la plate-forme interne (expliquant la présence de microfaune pélagique – calcisphères, foraminifères planctoniques – en arrière de ces *shoals*). L'abondance "soudaine" des foraminifères planctoniques peut être liée à un léger approfondissement du milieu, en arrière des *shoals*, et indiquant donc une morphologie "vallonée" de la plate-forme protégée.

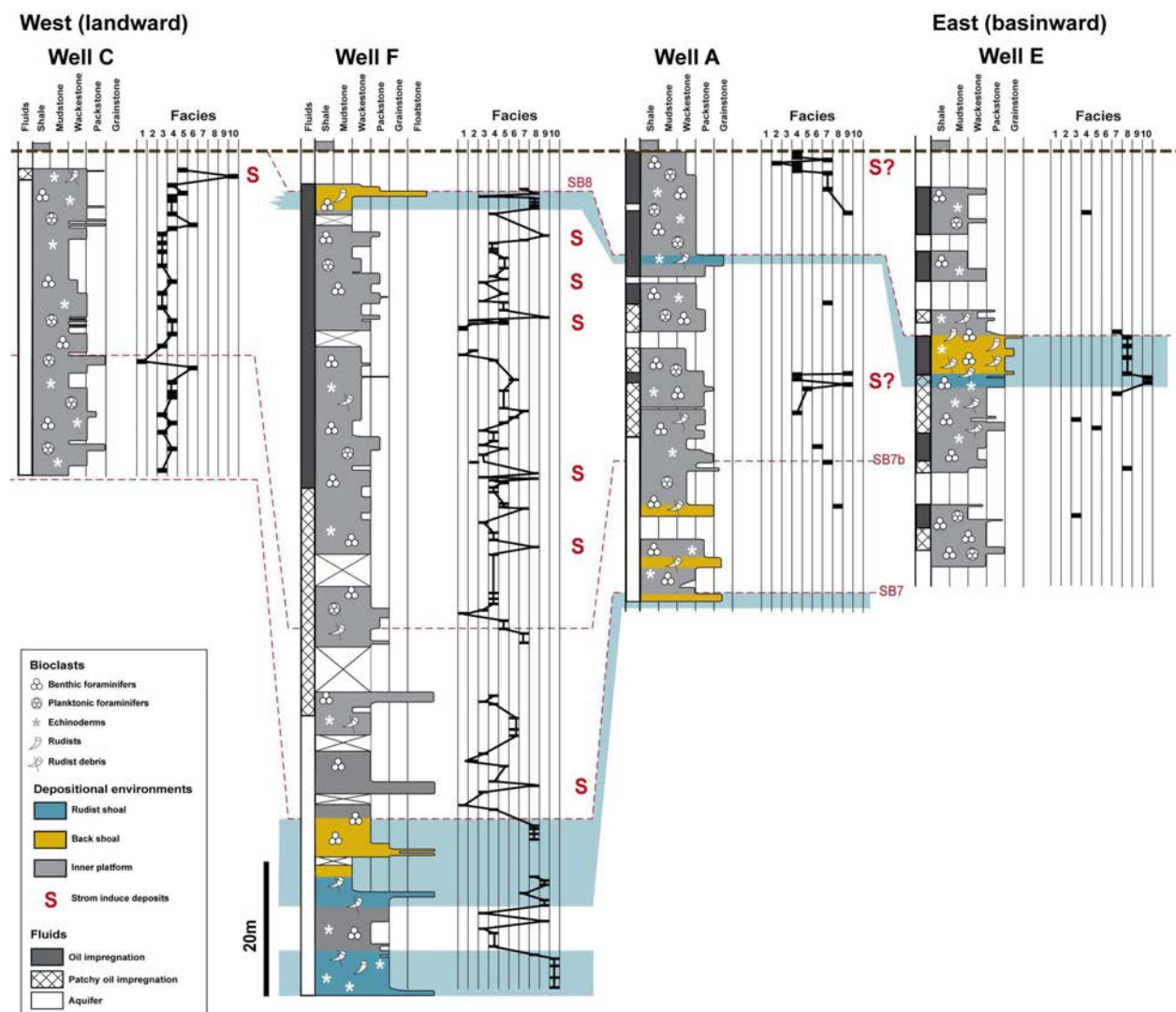


Figure 2.18 : Succession des faciès et environnements de dépôt sur les puits C-F-A et E. Les niveaux de *shoals* bioclastiques sont corrélés. Les corrélations entre les puits sont faites par rapport aux limites de séquences (SB) qui seront décrites et discutées dans les paragraphes suivants. L'ensemble de la structure est horizontalisée sur la TMU.

Intercalés dans les niveaux boueux, des faciès plus grossiers ont été observés (Faciès F8 à F10). Ces niveaux peuvent être de deux types. Des bancs bioclastiques très peu épais (quelques décimètres maximum) et de très faible extension latérale ne permettant pas leur corrélation d'un puits à l'autre sont d'abord mis en évidence (Fig. 2.17 & 2.18). Ces niveaux sont mis en évidence par la succession verticale des faciès, montrant un changement soudain de faciès sur une très faible épaisseur. Dans ces niveaux, les bioclastes sont généralement beaucoup plus fracturés, et peuvent être issus (quand ils sont riches en fragments de rudistes) du démantèlement de *shoals* bioclastiques. La présence de miliolles, de débris de dasycladales, et de rares *Bacinelles* indique un retour à des conditions hydrodynamiques plus calmes, permettant un temps de résidence plus important des fragments de rudistes et leur encroutement.

Ces niveaux grossiers peuvent aussi être formés par des grainstones fins, composés de péloïdes et de nombreux foraminifères benthiques, et séparés des sédiments sous-jacents par une surface d'érosion (Fig. 2.19). Ces niveaux peuvent alors être interprétés comme des dépôts événementiels, liés à des tempêtes affectant la plate-forme interne (Gil *et al.*, 2009), souvent observés dans les sédiments cénomaniens du Moyen-Orient (*e.g.* Hollis *et al.*, 2010).

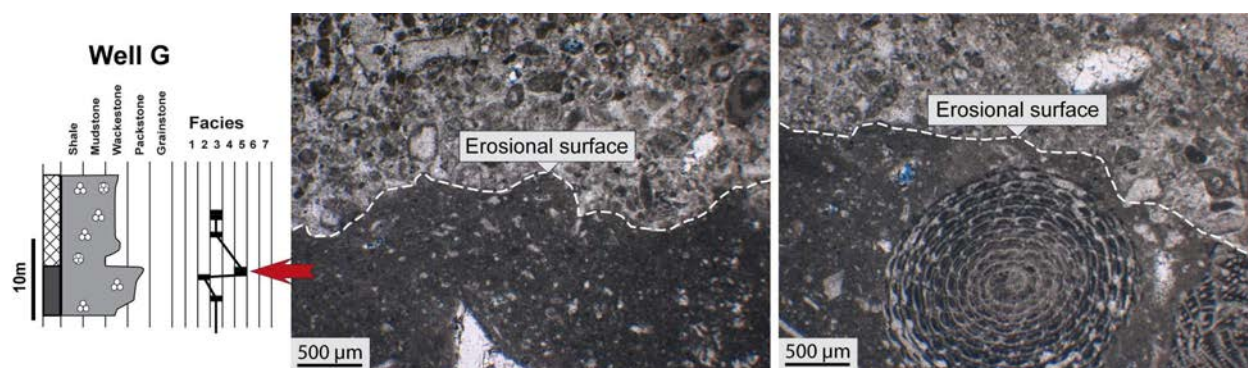


Figure 2.19 : Exemple d'un niveau de tempête avec base érosive identifié dans le puits xx.

Des niveaux de grainstone riches en échinodermes et débris de bivalves (faciès F9 et F10) localement associés à des floatstones à rudistes (F8) forment des niveaux épais (entre 1 et 10 mètres d'épaisseur), parfois corrélables d'un puits à l'autre (Figs. 2.17 et 2.18), mais de dimensions réduites par rapport à ceux observés dans l'intervalle basal. Ces niveaux grossiers peuvent aussi être interprétés comme des dépôts de tempêtes.

La présence de dépôts boueux de plate-forme protégée sur les sédiments grossiers, riches en rudistes, de l'intervalle basal indique une migration latérale des *shoals* et de la barrière en direction du Shilaif.

Ce système sédimentaire s'intègre donc parfaitement dans le modèle de plate-forme progradante proposé pour les plate-formes du Cénomaniens, et du Mishrif en particulier (Al-Zaabi *et al.*, 2010; Razin *et al.*, 2010; Taher *et al.*, 2010). La synthèse du modèle de dépôt est présentée dans la figure 2.20.

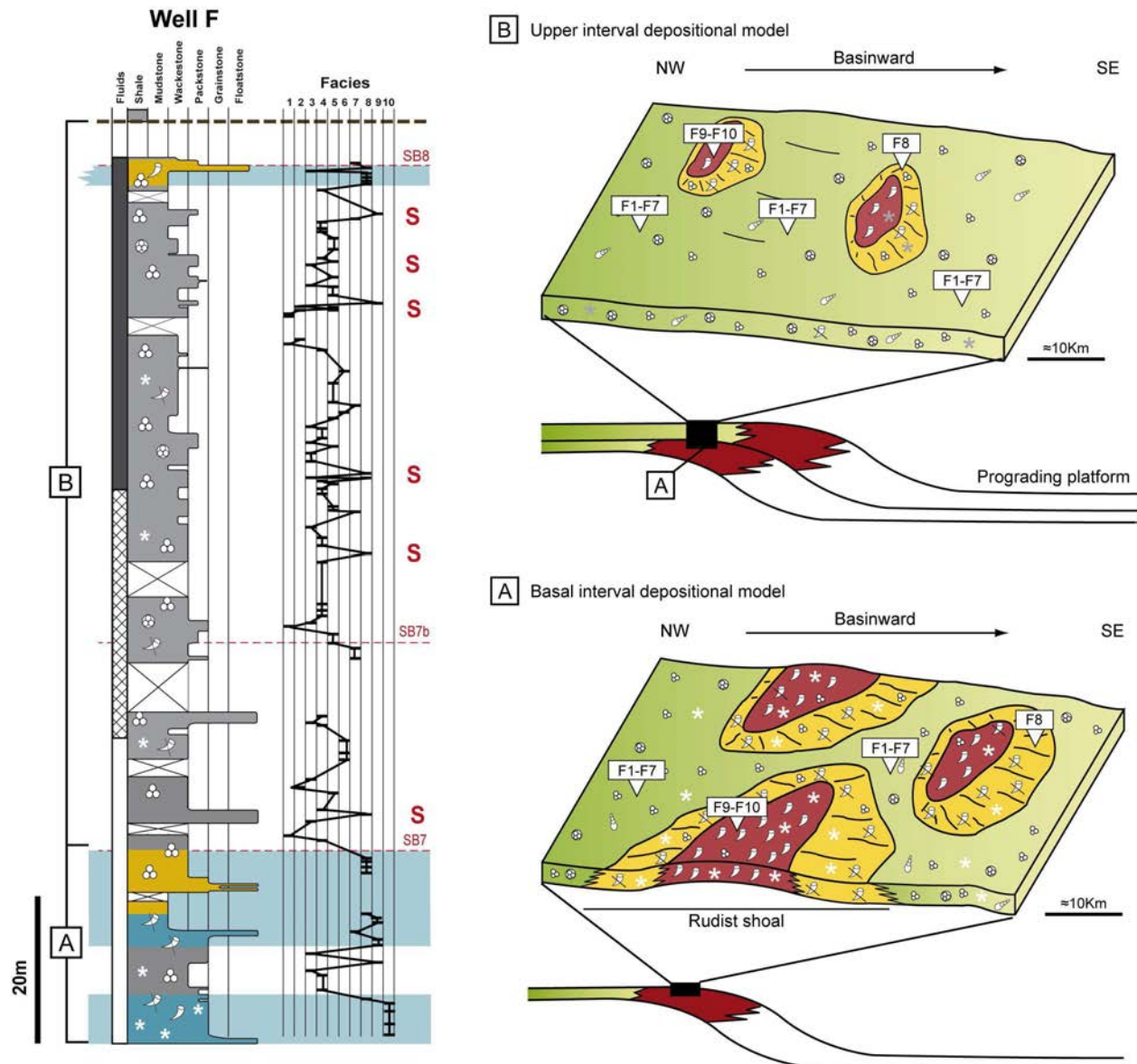


Figure 2.20 : Evolution du modèle de dépôt proposé pour le réservoir Guiriel.

2.2. Analyse séquentielle et dynamique de dépôt

Dans un tel système de dépôt, l'étude de l'architecture séquentielle des dépôts doit se faire à deux échelles distinctes : (1) à grande échelle, en lien avec l'évolution de la plate-forme carbonatée afin de comprendre l'organisation générale des sédiments, et (2) à une échelle plus fine, au niveau du réservoir, afin de contraindre les séquences (ou paraséquences) qui serviront de rails de corrélation dans le réservoir.

2.2.1. A l'échelle de la plate-forme

La succession verticale et latérale des faciès a permis de mettre en évidence un système progradant en direction du bassin du Shilaif, avec à la base des faciès grossiers de barrière bioclastique, et au sommet des faciès boueux de plate-forme interne soumise aux tempêtes. Cette dynamique de dépôt est cohérente avec un haut niveau marin de second ordre (Jacquin *et al.*, 1992) tel que celui enregistré au Cénomaniens (Hardenbol *et al.*, 1998; Haq & Al-Qahtani, 2005). Le modèle d'évolution des plates-formes crétacées (Sarvak, Natih et Mishrif) proposé par Razin *et al.* (2010) intègre parfaitement l'architecture sédimentaire du réservoir. L'ensemble des sédiments étudiés dans le réservoir Guiriel forme donc une partie d'une séquence de troisième ordre.

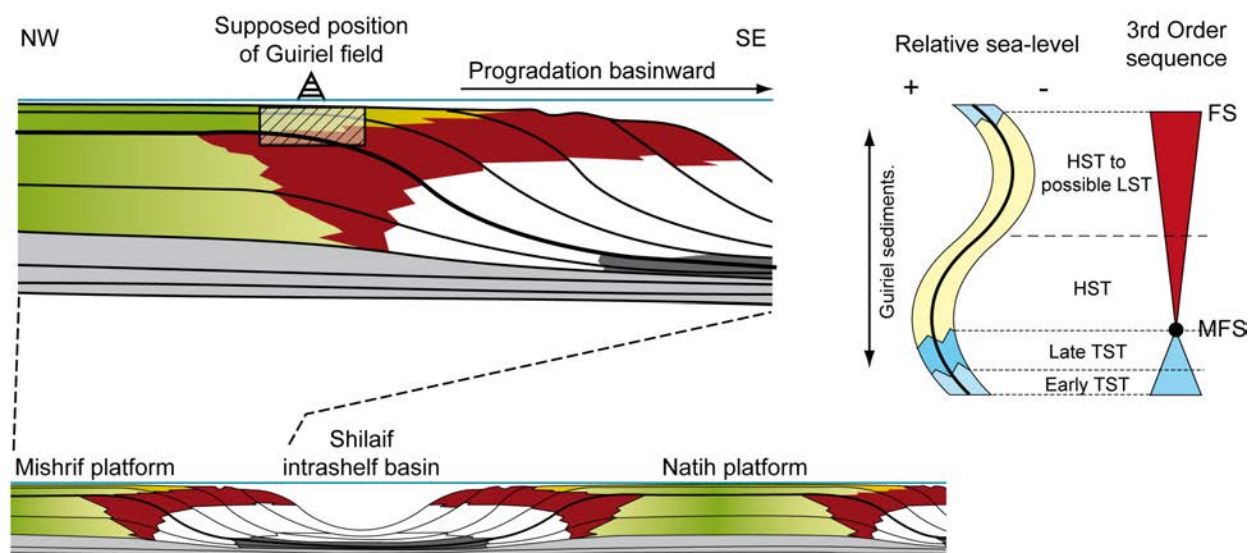


Figure 2.21 : Organisation séquentielle des dépôts étudiés en lien avec le développement de la plate-forme. Schéma de la plate-forme repris de Razin *et al.* (2010) et appliqué à la plate-forme Mishrif progradant dans le bassin intra-plate-forme du Shilaif.

En intégrant le champ Guiriel dans ce modèle, les dépôts grossiers de la base de la série (*shoals* bioclastiques riches en rudistes) correspondent à la fin d'un système transgressif (Late TST – *Transgressive System Tract*). Dans ce système transgressif, le taux d'accommodation (A) est important mais globalement compensé par la sédimentation (S), entraînant un système aggradant (Homewood *et al.*, 2002; Coe & Chruch, 2003; Razin *et al.*, 2010). D'après le modèle de Razin *et al.* (2010) la mise en place de l'épaisse série boueuse de plate-forme interne sur les *shoals* correspond aux dépôts de haut niveau (HST – *Highstand System Tract*) de la séquence de troisième ordre. Dans ce système, le taux d'accommodation diminue, et la sédimentation devient légèrement supérieure à l'accommodation

($0,5 < A/S < 1$). Cette évolution du rapport A/S entraîne la migration des dépôts de barrières en direction du bassin et donc la progradation de la plate-forme (Homewood *et al.*, 2002; Coe & Chruch, 2003; Razin *et al.*, 2010).

2.2.2. A l'échelle du réservoir

La distribution verticale des faciès au sein du réservoir, et en particulier la présence des niveaux de *shoals* bioclastiques intercalés dans les sédiments boueux de la plate-forme protégée, conduit à l'identification de plusieurs unités de dépôt. Ces différentes unités de dépôt appartenant à une séquence de 3^{ème} ordre, il s'agira donc de paraséquences de maximum 4^e ordre (durée inférieure à 0,5 Ma – Jacquin *et al.*, 1992). Les paraséquences observées montrent généralement une succession faciès boueux / *shoals* bioclastiques. Les *shoals* bioclastiques mis en évidence sur l'ensemble de la colonne sédimentaire sont par défaut considérés comme les faciès les moins profonds, et donc utilisés pour définir les limites de paraséquences (SB). Historiquement, ces limites de paraséquences définies dans le champ Guiriel sont notées SB7bis, SB7 et SB8 (Boichard *et al.*, 2005). Afin d'intégrer au mieux ce travail dans les études précédentes, la nomenclature utilisée pour le réservoir Guiriel sera conservée. Les limites définissent les paraséquences PS7bis, PS7; PS8 (Fig. 2.22). La paraséquence sommitale (partiellement érodée par la TMU) sera nommée PS9, et sa limite supérieure n'est pas observée.

L'intervalle basal, dominé en grande partie par les *shoals* bioclastiques à rudistes, mis en place sur les vingt premiers mètres de la pile sédimentaire et bien visibles sur les puits F, G & H (Fig. 2.17, 2.18 et 2.22) correspond au sommet de la paraséquence PS7. Le sommet de cet intervalle est donc la limite SB7. L'épais niveau de *shoals* observé dans le puits H (Fig. 2.17 et 2.22) permet de délimiter le sommet de la paraséquence PS7bis. Aucun autre niveau de *shoals* n'a pu être mis en évidence et corrélé à celui-ci. Cependant, l'étude des lignes sismiques a permis à Boichard *et al.* (2005) de propager la limite de paraséquence (SB7bis) à l'ensemble du réservoir. En dehors du puits H, cette paraséquence est uniquement constituée de faciès boueux de plate-forme interne. Au dessus de la PS7bis se mettent en place des dépôts boueux coiffés par un shoal bioclastique observé sur les puits F, A et E. Le sommet de ce shoal définit la limite (SB8) de la paraséquence PS8. Enfin, les dépôts de plate-forme interne observés au sommet des puits F, A et E forment la base de la paraséquence PS9 (Fig. 2.22). En lien avec la profondeur des différents forages, et aussi à cause de l'érosion différentielle entre le nord et le sud du réservoir, seuls les puits A et F montrent la succession totale des quatre paraséquences et la paraséquence sommitale PS9 n'est bien observable que dans la partie sud du réservoir au niveau des puits F, A, E, D (Fig. 2.12).

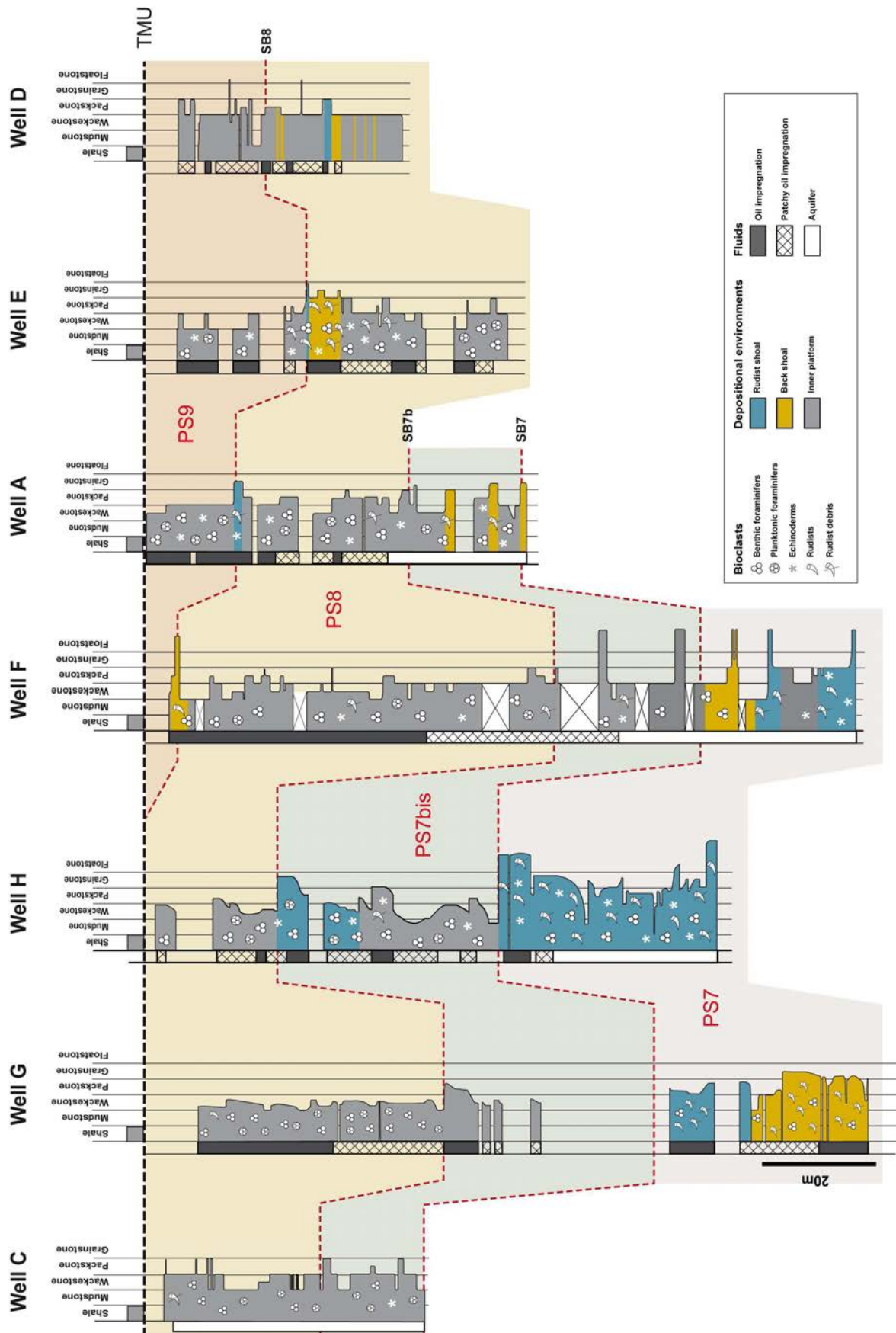


Figure 2.22. : Environnements de dépôt et paraséquences de dépôt (PS) observés sur les puits du champ Guiriel.

Dans les études précédentes portant sur le réservoir (Botton-Dumay *et al.*, 2002; Massonnat & Pernarcic, 2002; Boichard *et al.*, 2005), ces quatre unités de dépôt étaient considérées comme des *shallowing-upward sequences*. Cependant, dans un système de plate-forme interne, la position des *shoals* bioclastiques, et donc l'architecture sédimentaire, est un phénomène autocyclique, dépendant entre autres de la direction des vents dominants, de l'intensité des tempêtes, de la production carbonatée (*e.g.* Strasser, 1991). Il semble alors très difficile de faire la différence entre des paraséquences de types *shallowing-upward* et *deepening-upward*, et donc de pousser plus avant l'analyse séquentielle du réservoir.

A ce stade de l'étude, il semble important qu'aucun argument sédimentologique prouvant la présence de discontinuités émerives n'a pu être mis en évidence. Ce point sera à nouveau traité et discuté dans le Chapitre 5 portant sur la diagenèse du champ Guiriel.

2.3. Guiriel, intégration dans le contexte sédimentaire régional

Après avoir contraint l'architecture et la dynamique de dépôt des sédiments étudiés, il semble important de replacer clairement le champ Guiriel dans son contexte sédimentaire régional, en particulier les Formations Sarvak et Natih. Les travaux publiés sur ces Formations Natih (Oman) et Sarvak (Iran) tendent à montrer que seules deux grandes séquences complètes de 3^e ordre peuvent être identifiées dans le Cénomanién du Moyen Orient (van Buchem *et al.*, 2002; Grelaud *et al.*, 2010; Razin *et al.*, 2010). La Formation Mishrif est toujours décrite comme étant d'âge Cénomanién à Turonien inférieur (Alsharhan & Nairn, 1988; Burchette, 1993, Aqrabi *et al.*, 1998), cependant cette large répartition stratigraphique ne permet pas d'effectuer des corrélations avec les Formations synchrones déposées sur les plates-formes les plus proches.

Biostratigraphie et datations

En l'absence d'ammonites dans les sédiments étudiés, l'étude biostratigraphique a uniquement porté sur l'observation et la répartition des différents genres de foraminifères. La présence des foraminifères étant intimement liée au différents faciès, les données seront issues de plusieurs forages. Cette étude a été complétée par les données provenant de la synthèse interne de Boichard *et al.* (2005), et sur les observations de Pierre Masse (*com. pers.*). La répartition stratigraphique des principaux foraminifères rencontrés dans les sédiments Mishrif du réservoir Guiriel est reportée dans la Figure 2.23.

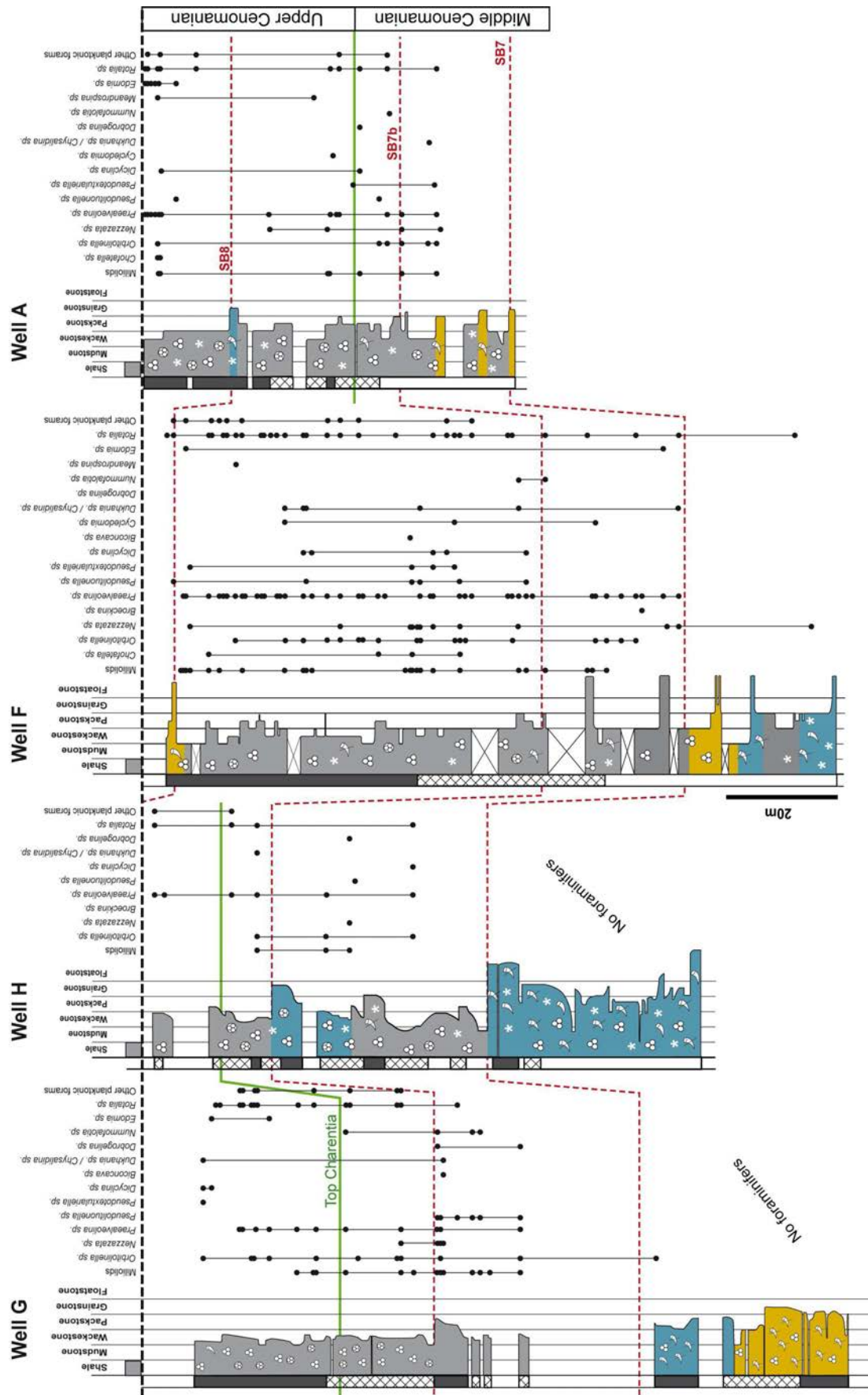


Figure 2.23 : Données biostratigraphiques pour les puits G, H, F et A. La position stratigraphique de la dernière occurrence de *Charentia cuvillieri* est donnée par Boichard *et al.* (2005).

En reprenant les paraséquences une par une, il est possible de relativement bien contraindre le cadre biostratigraphique et l'âge relatif des dépôts, en particulier afin de déterminer la présence des différentes subdivisions du Cénomanién (Fig. 2.23) :

- **Paraséquence PS7** : La présence de grands foraminifères benthiques, et en particulier les genres *Dukhanina* sp., *Chrysalidina* sp.... observés à la base des puits G, F et H permet de restreindre l'âge minimum des dépôts au Cénomanién moyen.

- **Paraséquence PS7bis** : La forte abondance des foraminifères planctoniques du genre *Rotalia* sp. (en particulier dans les niveaux boueux du puits C) ainsi que la présence de *Nummofalotia* sp. dans l'ensemble des puits confirme un âge minimum Cénomanién moyen. Les *Rotalia* sp. indiquent même que les dépôts sont certainement datés de la fin du Cénomanién moyen.

- **Paraséquence PS8** : Dans cette paraséquence, la grande diversité des foraminifères indique un âge allant du Cénomanién moyen au Cénomanién supérieur. Toutefois, la dernière occurrence de *Charentia cuvillieri* est observée dans certains puits (Boichard *et al.*, 2005) à la base de cette paraséquence. Stratigraphiquement cette observation indique le passage du Cénomanién moyen au Cénomanién supérieur sous la *Maximum Flooding Surface* (MFS) de la paraséquence PS8.

- **Paraséquence PS9** : Les assemblages de foraminifères benthiques ubiquistes (*Praealveolina* sp., *Orbitolinella* sp., *Cycledomia iranica*, *Dukhanina* sp., *Chrysalidina* sp....) indiquent un âge maximum Cénomanién moyen. La présence du genre *Dohaia* sp., , au sommet du puits A (restreint au Cénomanién supérieur et au Turonien inférieur - Fortier & Masse, 2004) indique donc un âge minimum Cénomanién supérieur de la paraséquence PS9, confirmant l'observation de la transition Cénomanién moyen / supérieur au sein de la paraséquence PS8.

Intégration dans le contexte régional

Les travaux portant sur les Formations Sarvak et Natih (*e.g.* van Buchem *et al.*, 2002; Grelaud *et al.*, 2010; Razin *et al.*, 2010) ont mis en évidence que l'organisation séquentielle des dépôts carbonatés du Cénomanién étaient très semblables et corrélables d'une plate-forme à une autre (Razin *et al.*, 2010). En fonction de l'âge relatif des dépôts, l'ensemble des sédiments étudiés dans le champ Guiriel correspondrait à une partie de la Séquence III définie par van Buchem *et al.*, 2002; Razin *et al.*, 2010 (Fig. 2.24). Pour la Formation Sarvak, les sédiments Mishrif du champ Guiriel correspondent stratigraphiquement au sommet

du *Middle Member* et à l'*Upper Member pro-parte*, tandis qu'en Oman, les niveaux étudiés dans ce travail correspondent à la partie supérieure du Natih B et au Natih A *pro-parte* (Fig. 2.24).

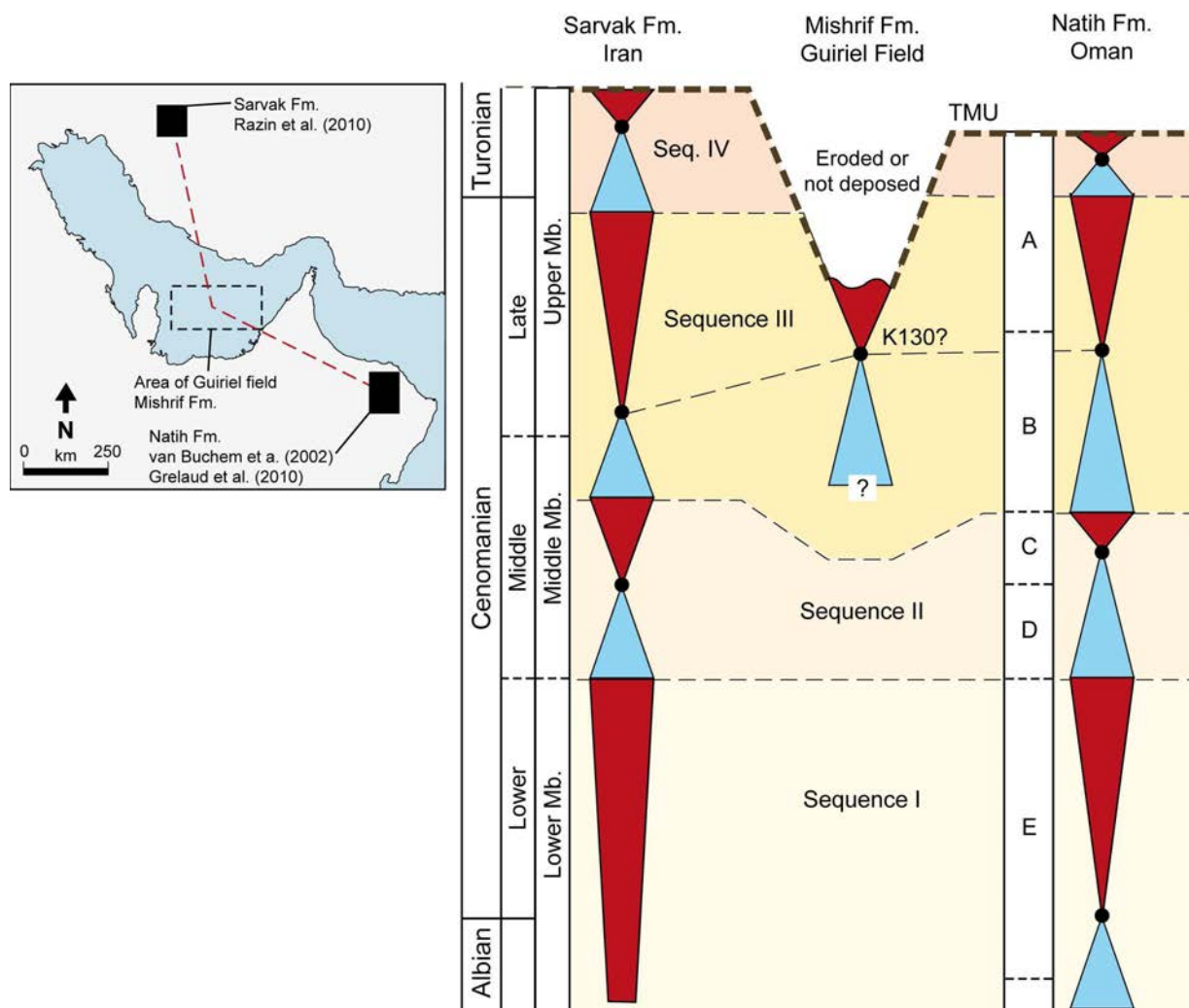


Figure 2.24. : Intégration des sédiments étudiés (Formation Mishrif) dans le cadre séquentiel du Cénomanien du Moyen-Orient. Les séquences utilisées pour les Formations Sarvak et Natih sont reprises de van Buchem *et al.*, 2002; Grelaud *et al.*, 2010 et Razin *et al.*, 2010.

Les datations relatives donnent un âge Cénomanien moyen à Cénomanien supérieur, avec la transition dans la paraséquence PS8. Ces dépôts correspondant à une partie de la Séquence III définie régionalement intègrent la MFS K130 définie par Sharland *et al.* (2001) et datée base Cénomanien supérieure (environ 95 Ma.). Cette MFS de 3^e ordre semble correspondre à la MFS de la Séquence III et pourrait être assimilée à une MFS majeure localisée dans la paraséquence PS8 et identifiée dans le réservoir étudié (Boichard *et al.*, 2005). Suivant le modèle développé par Razin *et al.*, (2010), il s'avère donc que les paraséquences PS7 et PS7bis correspondent à une partie du TST de la Séquence III, que la paraséquence PS8 correspond à la fin du HST et au début du TST, et enfin que la paraséquence supérieure (PS9) appartient en partie au cortège HST de cette séquence III.

Chapitre 3

Propriétés réservoir du champ Guiriel & impact des environnements de dépôt.

*La théorie, c'est quand on sait tout et que rien ne fonctionne.
La pratique, c'est quand tout fonctionne et que personne ne sait pourquoi.*
Einstein

Chapitre 3

Propriétés réservoir du champ Guiriel & impact des environnements de dépôt

Introduction & objectifs.....	103
1. Péetrophysique : définitions et méthodes	103
1.1. Porosité	103
1.1.1. Géométrie du réseau poreux.....	103
1.1.2. Rayons de seuils de pores.....	105
1.1.3. Macro, méso et microporosité	105
1.2. Perméabilité.....	107
2. Observation du réseau poreux	108
2.1. Macroporosité	108
2.2. Microporosité : observation, mesure et influence.....	108
2.3. Rayons de seuil de pores	111
2.4. Spécificités du puits C et notion de piège stratigraphique.....	113
3 Synthèse des données pétrophysiques à l'échelle du champ	116
3.1. Données générales.....	116
3.2. Réalité et représentativité des données pétrophysiques	120
4. Relations entre faciès, environnements de dépôt et propriétés réservoir	121
4.1. Variations texturales et propriétés réservoir	122
4.2. Influence des faciès et environnements de dépôt	124
4.2.1. Approche statistique.....	124
4.2.2. Approche naturaliste : retour aux puits	127
4.3. Influence de la teneur en insolubles	128
5. Synthèse.....	130

Liste des figures et tableaux

Figure 3.1 : Méthode de seuillage de la macro et de la mésoporosité à l'aide du logiciel J.Microvision (en blanc sur la photo). Floatstone à débris de rudistes – Puits H, 35m bTMU	107
Figure 3.2 : Mise en évidence en lame mince de la macro et microporosité de la matrice ou des grains microporeux par la couleur bleutée de la résine. Les clichés mesurent environ 2cm de diamètre.....	109
Figure 3.3 : Micropores (flèches blanches) observés entre les particules micritiques de la matrice.....	111
Figure 3.4 : Evolution verticale des proportions de macro et microporosité (respectivement en bleu et vert) pour les puits C et F. Le puits C présente des proportions de microporosité plus importantes et beaucoup moins variables que le puits F. Le trait pointillé à 95% représente la limite entre les échantillons présentant une double porosité macro-micro et les échantillons strictement microporeux.....	111
Figure 3.5 : Histogrammes de distribution des rayons de seuil de pores (PTR) pour trois échantillons du puits C. Les courbes de distribution sont toutes unimodales et présentent un aspect similaire	112
Figure 3.6 : Histogrammes de distribution des rayons de seuil de pores pour sept échantillons de la zone à huile du puits F. Malgré des différences de morphologies, toutes les courbes sont unimodales	113
Figure 3.7 : Courbes de saturation en eau (S_w) des puits C, F et A.....	114
Figure 3.8 : Proportions d'échantillons des puits C et F en fonction des limites pétrophysiques (15% pour la porosité et 10mD pour la perméabilité	115
Figure 3.9 : Modèle réservoir simplifié montrant les saturations en eau (S_w) des différents drains et de la matrice du champ Guiriel, ainsi que le piège stratigraphique localisé à l'ouest du champ (Modifié d'après Botton-Dumay <i>et al.</i> , 2002	115
Figure 3.10 : Evolution verticale des porosités (en bleu) et perméabilités (en rouge) pour les puits C, G, H, et F.....	117
Figure 3.11 : Evolution verticale des porosités (en bleu) et perméabilités (en rouge) pour les puits A, E, D, et B	118
Figure 3.12 : Relations entre porosité-perméabilité (A & D) et fréquences des porosités et perméabilités (B-C & E-F) pour l'ensemble des échantillons du réservoir (A-C) et pour l'ensemble des échantillons étudiés (D-F).....	119
Figure 3.13 : Relations entre mesures pétrophysiques et textures.....	123
Figure 3.14 : Relations entre porosité, perméabilité et faciès (ensemble des échantillons)	125
Figure 3.15 : Relations entre porosité, perméabilité et environnement de dépôt (ensemble des échantillons)	126
Figure 3.16 : (A) Diagramme porosité-perméabilité en fonction de la proportion en insolubles présents dans les échantillons. (B) Lien entre proportion d'insolubles et microporosité de l'ensemble des échantillons.....	129

Tableau 3.1. : Système de classification de la porosité des carbonates. Modifié d'après Lønøy (2006)...104

Tableau 3.2. : Synthèse des tailles de macroporosité et de microporosité106

Tableau 3.3. : Types de porosité et taille de pores associés retenus pour cette étude106

Introduction & objectifs

Dans un réservoir, les paramètres pétrophysiques (essentiellement la porosité et la perméabilité) sont des facteurs extrêmement importants puisqu'ils vont contrôler la capacité du sédiment à stocker/libérer des hydrocarbures (*e.g.* Ahr, 2008). La compréhension des données pétrophysiques passe donc d'une part par leur description et d'autre part par l'étude des paramètres qui vont en influencer les variations (texture, faciès, diagenèse,...). Les principaux objectifs de ce chapitre sont : (1) de définir les méthodes inhérentes à l'étude des propriétés pétrophysiques des réservoirs carbonatés, et en particulier préciser les paramètres descriptifs du réseau poreux : géométrie et taille des pores, connexion entre les pores, (2) synthétiser et présenter les données pétrophysiques (en particulier porosité et perméabilité) utilisées dans cette étude; (3) caractériser le réseau poreux en termes de géométrie et de taille des pores étudiés, et surtout définir les proportions de microporosité contenues dans les échantillons, ainsi que l'influence de cette microporosité sur le système réservoir; (4) identifier les possibles relations entre le système sédimentaire et les données de porosité et de perméabilité afin d'appréhender au mieux le rôle initial des sédiments, donc des environnements de dépôt, dans la distribution des propriétés réservoir.

1. Pétrophysique : définitions et méthodes

1.1. Porosité

Les 261 analyses porosimétriques utilisées dans ce chapitre ont été effectuées au Centre Scientifique et Technique Jean Feger de Pau (TOTAL) au cours de différentes études. Les mesures sont faites sur des *plugs* à l'aide d'un pycnomètre à hélium qui permet de mesurer le volume solide des échantillons ainsi que leur densité (Sallier, 2006). Les propriétés d'écoulement au sein d'un système poreux dépendent essentiellement de la géométrie et de l'arrangement de le réseau poreux (Adler *et al.*, 1992; Melim *et al.*, 2001; Lucia, 2007). Deux paramètres essentiels doivent donc être pris en compte dans la caractérisation de le réseau poreux : la forme des pores et leur taille (ainsi que leurs possibles connexions).

1.1.1. Géométrie du réseau poreux

De nombreuses études ont démontré que la géométrie et la typologie du réseau poral pouvaient être décrites précisément et donc classifiées. La porosité peut être primaire, c'est-à-dire d'origine sédimentaire

et liée au dépôt des sédiments, ou bien secondaire, c'est-à-dire liée à des phénomènes de dissolution et de fracturation intervenant après le dépôt des sédiments (diagenèse).

La principale classification utilisée pour décrire la géométrie des pores est celle publiée par Choquette & Pray (1970). Cette classification est essentiellement basée sur l'influence de la fabrique sédimentaire originelle et sépare la porosité (qu'elle soit primaire ou secondaire) en deux grands types : (1) la porosité dite "*fabric selective*", groupant des types de pores aussi variés que l'interparticulaire, et la porosité moldique, et (2) la porosité dite "*not fabric selective*" qui inclut tous les types de pores se développant sans lien apparent avec la fabrique sédimentaire originelle. La classification plus complète de Lucia (1983) différencie l'espace interparticulaire (essentiellement lié à la porosité primaire), et le réseau poreux "*vuggy*" et *in extenso* les pores liés à la dissolution et donc secondaires. Pour l'espace interparticulaire, les deux facteurs qui semblent gouverner la distribution et la géométrie du réseau poreux sont (1) la taille des particules et leur tri granulométrique, et (2) la texture initiale du sédiment. Dans le cas des réseaux avec des vides isolés, la distinction est faite entre les fabriques sédimentaires "*grain-dominated*" et les "*mud-dominated*", les deux types n'ayant pas les mêmes comportements pétrophysiques, surtout en termes d'écoulement des fluides. La récente classification de la porosité des sédiments carbonatés proposée par Lønøy (2006) est bien adaptée aux réservoirs à hydrocarbures (Tableau 3.1). Elle précise la gamme de tailles de pores possible pour chaque type de pores, ainsi que leur distribution et leur agencement.

Pore type	Pore size	Pore distribution	Pore fabric
Interparticle	Micropores (10-50µm)	Uniform	Interparticle – Uniform micropores
		Patchy	Interparticle – Patchy micropores
	Mesopores (50-100µm)	Uniform	Interparticle – Uniform mesopores
		Patchy	Interparticle – Patchy mesopores
	Macropores (>100µm)	Uniform	Interparticle – Uniform macropores
		Patchy	Interparticle – Patchy macropores
Intercrystalline	Micropores (10-20µm)	Uniform	Intercryst. – Uniform micropores
		Patchy	Intercryst. – Patchy micropores
	Mesopores (20-60µm)	Uniform	Intercryst. – Uniform mesopores
		Patchy	Intercrystl; – Patchy mesopores
	Macropores (>60µm)	Uniform	Intercryst. – Uniform macropores
		Patchy	Intercryst. – Patchy macropores
Intraparticle			Intraparticle
Moldic	Micropores (10-20µm)		Moldic micropores
	Macropores (>20µm)		Moldic macropores
Vuggy			Vuggy
Mudstone microporosity	Micropores (<10µm)		Tertiary chalk
			Cretaceous chalk
		Uniform	Chalky micropores, uniform
		Patchy	Chalky micropores, patchy

Tableau 3.1. : Système de classification de la porosité des carbonates. Modifié d'après Lønøy (2006).

Il s'agit de la première classification qui différencie clairement la microporosité interparticulaire et intraparticulaire. Cette classification est surtout la première qui introduit le concept de "*mudstone microporosity*". Les tailles de micropores proposées par Lønøy (2006) seront celles utilisées dans cette étude.

1.1.2. Rayons de seuils de pores

La géométrie du réseau poreux est surtout définie par la forme des pores, et la connectivité est essentiellement liée à la taille des connexions entre les pores (notée PTR pour *Pore Threshold Radius*). Parmi les échantillons étudiés, 57 ont fait l'objet de mesures de pression capillaire par injection de mercure (MICP – *Mercury Injection Capillary Pressure*). Le mercure est injecté dans le *plug* avec une pression croissante. L'invasion progressive du réseau poreux permet d'appréhender le pourcentage total des pores de l'échantillon, et par la suite d'en déduire la distribution de l'ensemble des PTR présents dans l'échantillon (Saotome *et al.*, 2000; Hollis *et al.*, 2010).

Cette méthode étant coûteuse et surtout destructrice (échantillons pollués au mercure), ces mesures ne sont pas faites en routine comme les mesures de la porosité ou de la perméabilité. Il s'agit aussi des dernières analyses pétrophysiques faites sur les plugs. Il est très important de bien distinguer la notion de rayon de seuil de pores et de taille des pores. En effet, bien que l'amalgame soit parfois fait, l'interprétation pétrophysique est totalement différente : le rayon de seuil de pore va être utilisé pour expliquer la connectivité et donc les propriétés d'écoulement du réseau poreux.

1.1.3. Macro, méso et microporosité

Les macropores sont classiquement définis comme ayant une taille supérieure à 62 μ m (Choquette & Pray, 1970). En terme de rayon de seuils de pores (PTR), la macroporosité peut être définie comme ayant des seuils de pores supérieurs à 5 μ m (Hassal *et al.*, 2004; Maliva *et al.*, 2009).

La mésoporosité correspondant à l'ensemble des pores compris entre la micro et la macroporosité, sa définition leur est intimement liée.

Du fait des difficultés liées à son observation et à sa quantification, la définition de **la microporosité** n'est pas consensuelle (Tableau 3.2). Dans sa classification publiée en 1952, Archie propose que, dans les textures crayeuses, la microporosité correspond aux vides de moins de 30 μ m de diamètre. Pour Choquette

& Pray (1970), la microporosité concerne les pores inférieurs à 62µm. En se basant sur leurs observations des carbonates crayeux du Moyen-Orient, Moshier (1989) et Budd (1989) proposent respectivement que les micropores mesurent entre 5-62µm et 3-7µm. Cantrell & Hagerty (1999) proposent une limite supérieure à 10µm pour les micropores (qu'ils soient matriciels ou compris dans des allochems), et plus récemment Melim *et al.* (2001) proposent une limite supérieure à 5µm. Enfin, pour Lønøy (2006) les micropores ne dépassent pas 10µm dans les mudstones mais peuvent atteindre 50µm dans les faciès granulaires.

	Macroporosity	Microporosity
Archie (1952)	>30µm	10-30µm
Choquette & Pray (1970)	>62µm	<62µm
Moshier (1989)	>62µm	5-62µm
Budd (1989)	3-7µm	
Cantrell & Hagerty (1999)		<10µm
Melim <i>et al.</i> (2001)		<5µm
Beiranvand (2003)	> 1000µm	0.1 – 1µm
Lønøy (2006)	> 20µm	10 – 50µm

Tableau 3.2. : Synthèse des tailles de macroporosité et de microporosité proposées par différents auteurs.

En termes de rayons de seuil de pores, Hassal *et al.* (2004) et Maliva *et al.* (2009) proposent que la microporosité soit définie par les pores dont le rayon d'entrée est inférieur à 0.5µm.

Les différentes tailles de pores et seuils de pores retenus dans cette étude sont présentés dans le Tableau 3.3, ainsi que les différentes références bibliographiques d'où elles sont issues.

	Pore size	Pore Throat Radius (Hassal <i>et al.</i> , 2004; Maliva <i>et al.</i> , 2009)
Macroporosity	> 62µm (Choquette & Pray, 1970)	>5µm
Mesoporosity	10-62µm	0.5 – 5µm
Microporosity	<10µm (Cantrell & Hagerty, 1999, Lønøy, 2006)	<0.5µm

Tableau 3.3. : Types de porosité et taille de pores associés retenus pour cette étude.

Un seuillage de la macro et de la mésoporosité des lames minces injectées de résine bleue a été réalisé par analyse d'image (utilisation du logiciel J.Microvision – Roduit, 2008) sur les lames scannées afin de pouvoir estimer la part de microporosité des échantillons (Fig. 3.1). Avec cette méthode, l'estimation du pourcentage de microporosité d'un plug est égal à :

$$\mu\text{Phi}_{\text{calc}} (\%) = \text{Phi}_{\text{plug}} - (\text{Macro-Méso})\text{Phi}_{\text{calc}}.$$

Cette méthode présente l'inconvénient d'être effectuée sur une image 2D et de devoir être extrapolée à la totalité de l'échantillon (3D).

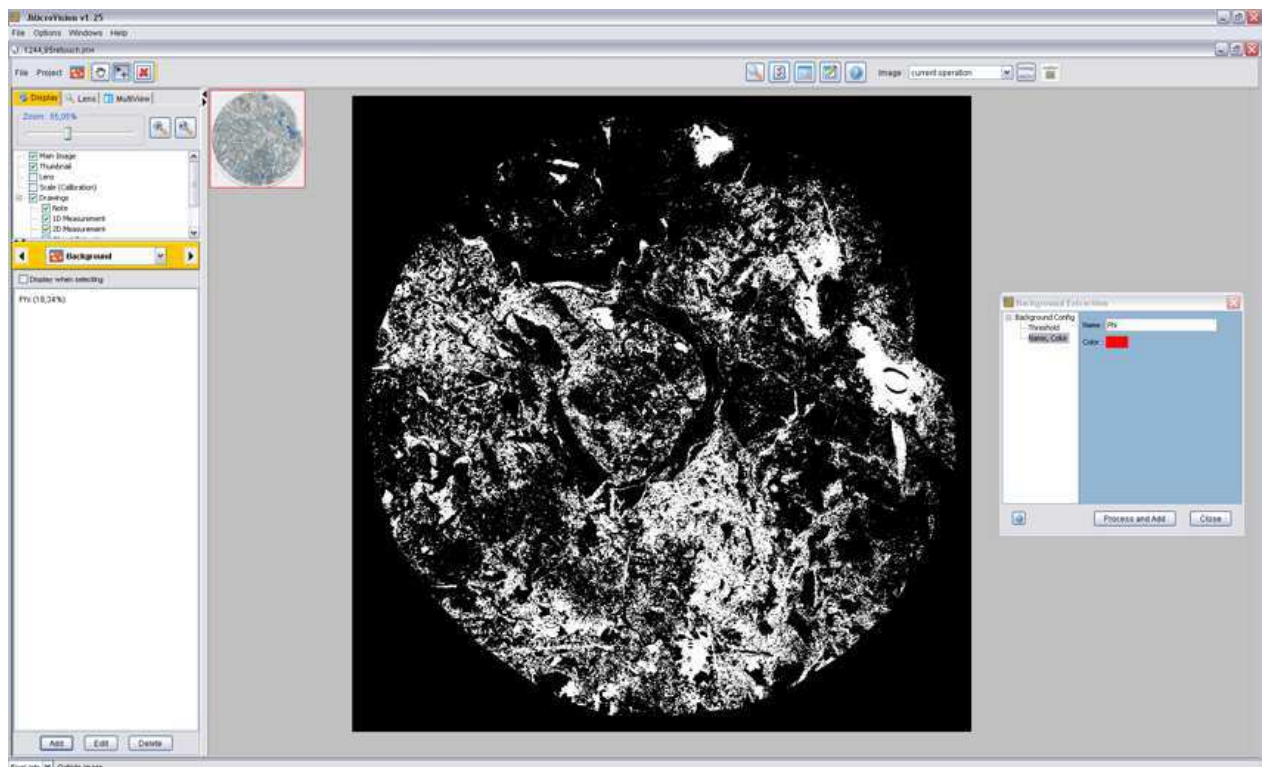


Figure 3.1 : Méthode de seuillage de la macro et de la mésoporosité à l'aide du logiciel J. Microvision (en blanc sur la photo). Floatstone à débris de rudistes – Puits H, 35m bTMU.

L'idéal serait alors de tester l'homogénéité des échantillons (scanner médical...) afin de n'utiliser les estimations de macro-méso porosité que pour des échantillons homogènes. Cependant, l'hétérogénéité du sédiment semble être un fait inhérent aux carbonates, même dans des faciès boueux relativement pauvres en bioclastes. Cette mesure de la microporosité sera donc, par défaut, considérée comme une valeur moyenne, et estimée comme représentative.

1.2. Perméabilité

La perméabilité correspond à la capacité d'un réseau poreux à permettre l'écoulement d'un fluide de viscosité connue (eau, pétrole, gaz...) à une pression donnée. Elle est exprimée en Darcy (car elle est contrôlée par la loi de Darcy), mais dans la plupart des cas, cette perméabilité est largement inférieure à 1D, et on l'exprime donc en milli-darcys, notés mD. Sa représentation graphique est généralement logarithmique. Les 244 données de perméabilité utilisées dans ce travail ont été effectuées par écoulement d'Hélium (perméabilité gaz) et conduites avec un perméamètre de type IFP (Salier, 2006).

La perméabilité est quelquefois considérée comme une fonction linéaire de la porosité (Melim *et al.*, 2001). Cependant, les facteurs sédimentaires et la variabilité des phénomènes diagénétiques contrôlent la nature et la distribution des pores, ainsi que la taille des particules, influant ainsi fortement sur la perméabilité (Kieke & Hartmann, 1974; Lucia, 1983, 1995; Melim *et al.*, 2001; Petricola *et al.*, 2002; Ahr *et al.*, 2005; Mallon & Swarbrick, 2008).

2. Observation du réseau poreux

2.1. Macroporosité

Les descriptions des carottes et des lames minces ont permis d'observer plusieurs types de pores. Les macropores (Fig. 3.2) sont essentiellement de types moldiques et *vuggy*, liés à la dissolution des bioclastes aragonitiques (voir Chapitre 5).

L'observation des carottes des puits H et F a mis en évidence un nombre important de microfractures. Certaines de ces microfractures paraissent liées à des collapsés consécutives à des dissolutions de bioclastes aragonitiques. D'autres pourraient être liées aux stylolites ou à de la fracturation hydraulique.

Ces hypothèses demeurent à vérifier et seront discutées dans le Chapitre 5 de ce travail, en lien avec l'ensemble des phénomènes diagénétiques. Ces microfractures ont probablement servi de micro-drains pour la diffusion de l'huile. En effet, les meilleurs drains du réservoir sont localisés dans les sédiments où les porosités moldiques et *vuggy* sont bien développées et connectées (Boichard *et al.*, 2005; Vieban *et al.*, 2006).

2.2. Microporosité : observation, mesure et influence

La microporosité détectée en lames minces est essentiellement matricielle, mais peut être intraparticulaire dans les niveaux de grainstones cimentés (Fig. 3.2).

Les carbonates du champ Guiriel sont typiques de sédiments présentant une double porosité, macro et micro. L'observation et la quantification des micropores a pour but de mieux contraindre la participation de la microporosité à la porosité totale, et donc son influence sur la perméabilité.

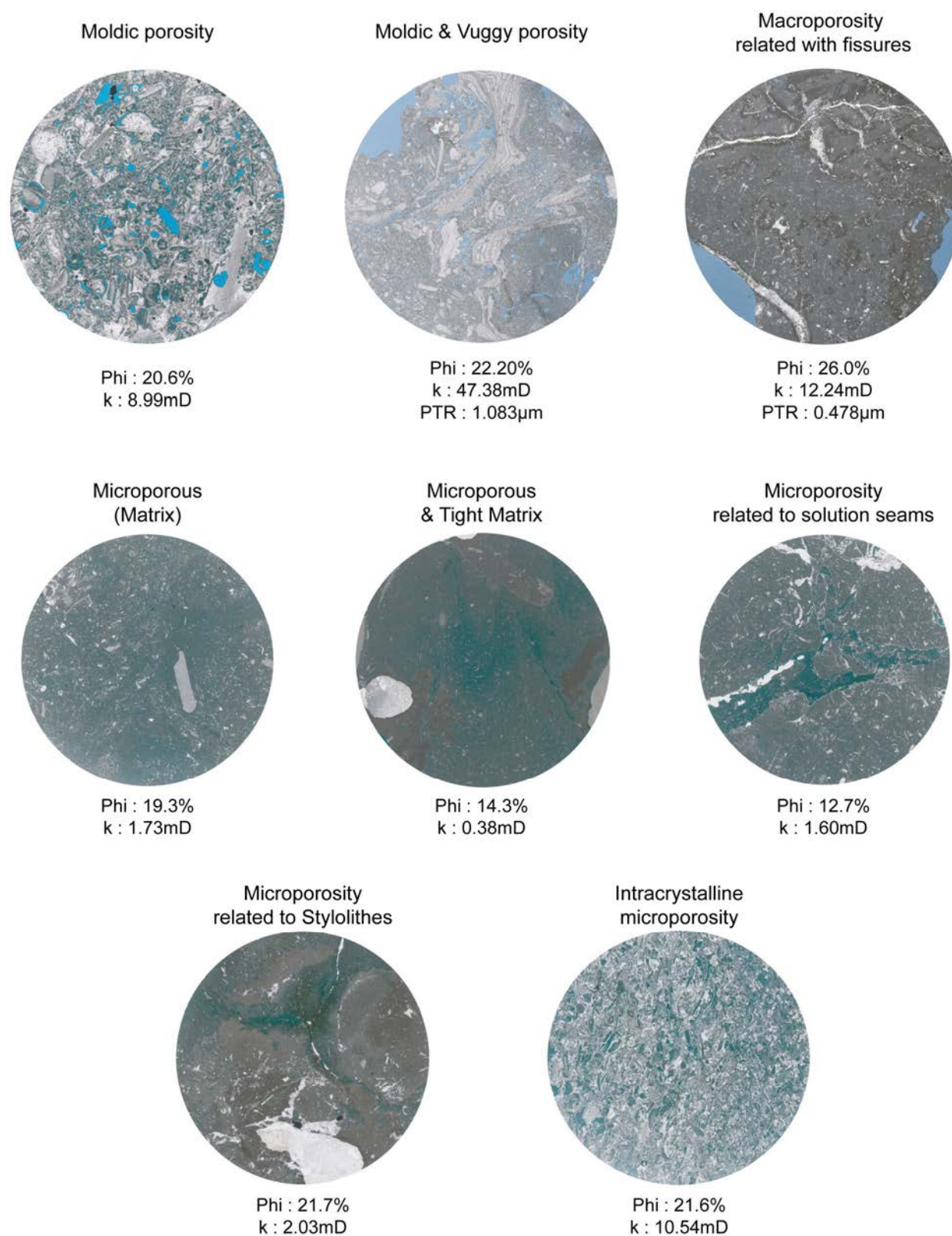


Figure 3.2 : Mise en évidence en lame mince de la macro et microporosité de la matrice ou des grains microporeux par la couleur bleutée de la résine. Les clichés mesurent environ 2cm de diamètre.

L'observation au MEB de la matrice micritique (Fig. 3.3) permet une meilleure observation du réseau microporeux inter-cristallin.

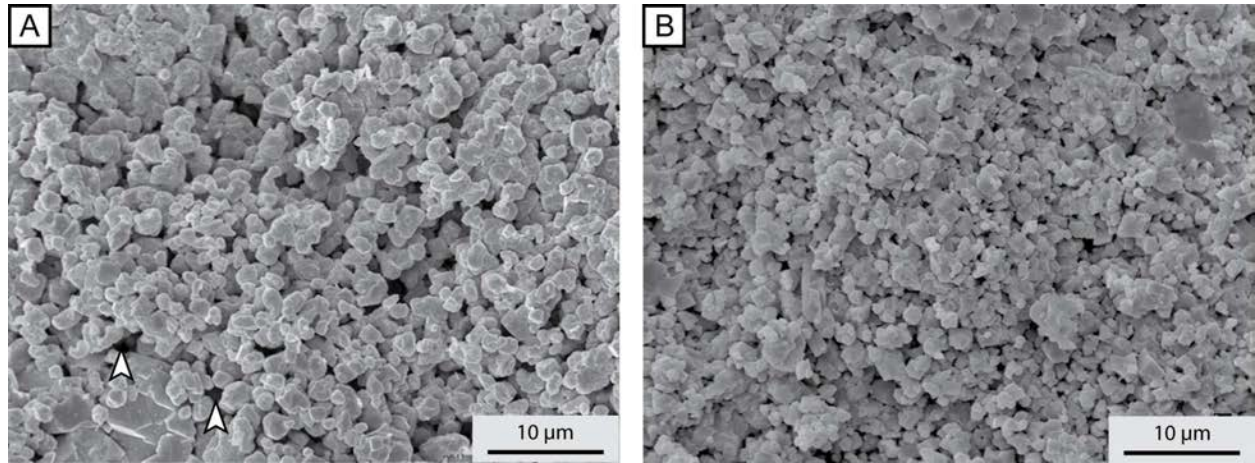


Figure 3.3 : Micropores (flèches blanches) observés entre les particules micritiques de la matrice. (A) Puits F, 112 mètres bTMU; (B) Puits C, 15 mètres bTMU.

Le seuillage de la macroporosité et le calcul de la microporosité associée permettent de retracer l'évolution du rapport microporosité/macroporosité sur les puits C et F (Fig. 3.4). Il est proposé ici que les **échantillons strictement microporeux** sont ceux dont le rapport macroporosité/porosité globale n'excède pas 5%. Ce rapport est calculé grâce à l'estimation de la macroporosité par analyse d'image.

Un échantillon strictement microporeux sera donc défini par :

$$(\text{Macro-Méso})\Phi_{\text{calc}} / \Phi_{\text{plug}} < 0,05$$

Les échantillons du puits C sont globalement beaucoup plus microporeux que ceux du puits F. (Fig. 3.4). L'une des clés pour comprendre les différences entre les deux puits est le fait que le puits C montre des porosités totales comparables à celles du F mais avec des proportions de microporosité significativement plus élevées (Fig. 3.4). Cette dernière relation explique en partie les perméabilités plus élevées dans le puits F que dans le forage C (voir paragraphes suivants).

Pour les deux puits, il est toutefois important de noter qu'il existe une relation entre les niveaux les plus macroporeux et les niveaux ayant les meilleures perméabilités.

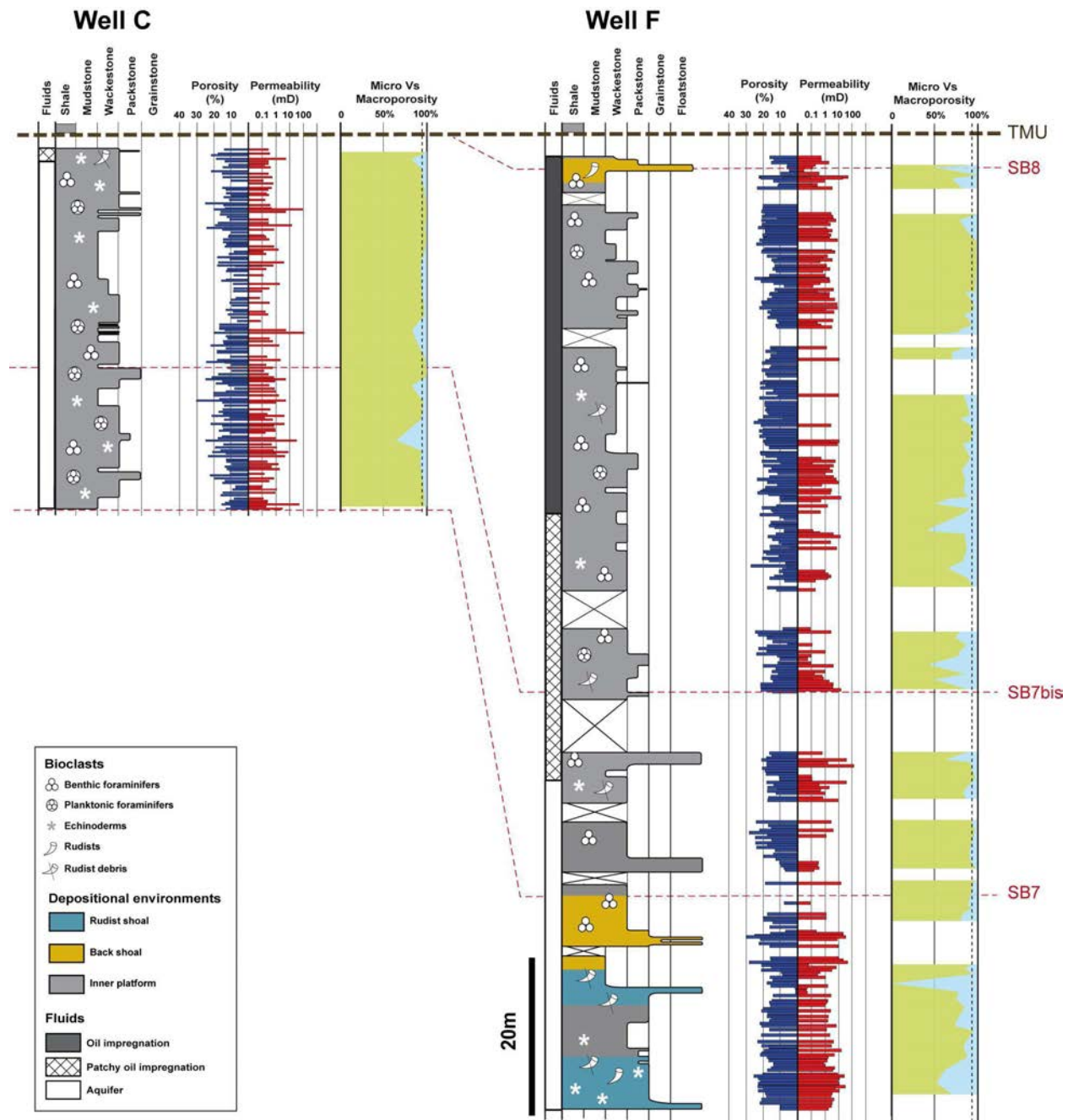


Figure 3.4 : Evolution verticale des proportions de macro et microporosité (respectivement en bleu et vert) pour les puits C et F. Le puits C présente des proportions de microporosité plus importantes et beaucoup moins variables que le puits F. Le trait pointillé à 95% représente la limite entre les échantillons présentant une double porosité macro-micro et les échantillons strictement microporeux.

2.3. Rayons de seuil de pores

Les injections de mercure sous pression dans les échantillons permettent de mieux appréhender la distribution des seuils de pores (PTR). A cause du caractère destructif et coûteux de ce genre d'analyses, assez peu d'échantillons ont été analysés (57 utilisés dans cette étude).

Dans les échantillons étudiés, la distribution des PTR est généralement unimodale et s'étend de $0,0016\mu\text{m}$ à $21,5\mu\text{m}$. Les valeurs moyennes de PTR sont comprises entre $0,118\mu\text{m}$ et $2,509\mu\text{m}$ (75% des échantillons ont des valeurs moyennes inférieures à $0,75\mu\text{m}$). A titre d'exemple, les distributions de PTR des échantillons issus des puits de référence sont présentées dans les Figures 3.5 et 3.6. Toutes les distributions sont unimodales. Selon la classification proposée par Hassal *et al.* (2004) et reprise par Maliva *et al.* (2009), les distributions montrent une part très importante de microporosité dans l'ensemble des échantillons, variant de 70% à 98% pour les échantillons du puits F et de 98% à 100% pour le puits C. Les courbes de l'ensemble des échantillons pris pour ces deux puits ne montrent pas de macroporosité. Les distributions de PTR indiquent là encore que les sédiments du puits C présentent une microporosité plus développée que ceux des autres puits.

La macroporosité ne représente qu'environ 7% des échantillons étudiés par MICP, et à l'échelle du réservoir, 85% des échantillons analysés par injection de mercure ne présentent pas de macroporosité (PTR moyen $> 5\mu\text{m}$). Les variations de microporosité sont plus importantes, allant de 28% à 100% de la porosité globale des échantillons. Ceci implique des proportions extrêmement variables de mésoporosité (moyenne des rayons de seuils de pores comprise entre $0,5$ et $5\mu\text{m}$ – Hassal *et al.*, 2004).

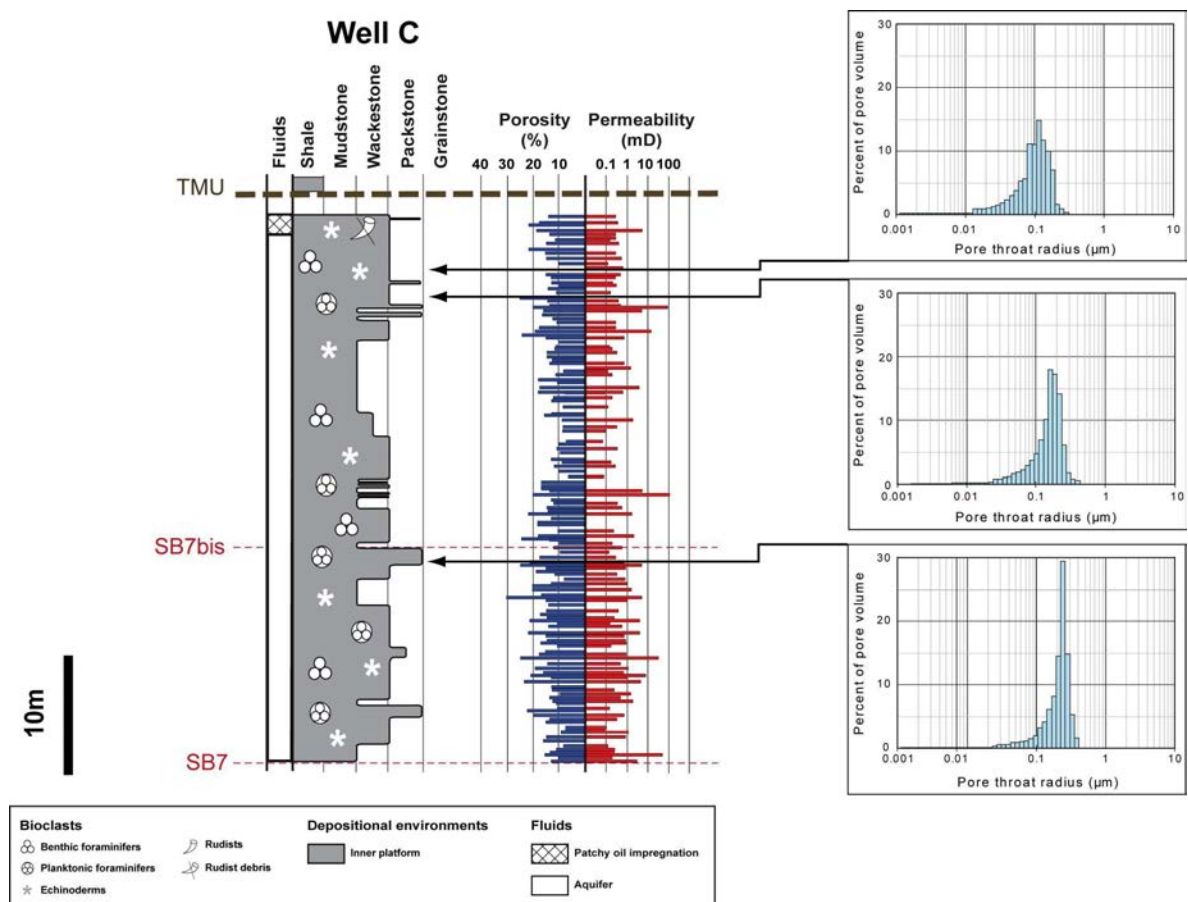


Figure 3.5 : Histogrammes de distribution des rayons de seuils de pores (PTR) pour trois échantillons du puits C. Les courbes de distribution sont toutes unimodales et présentent un aspect similaire.

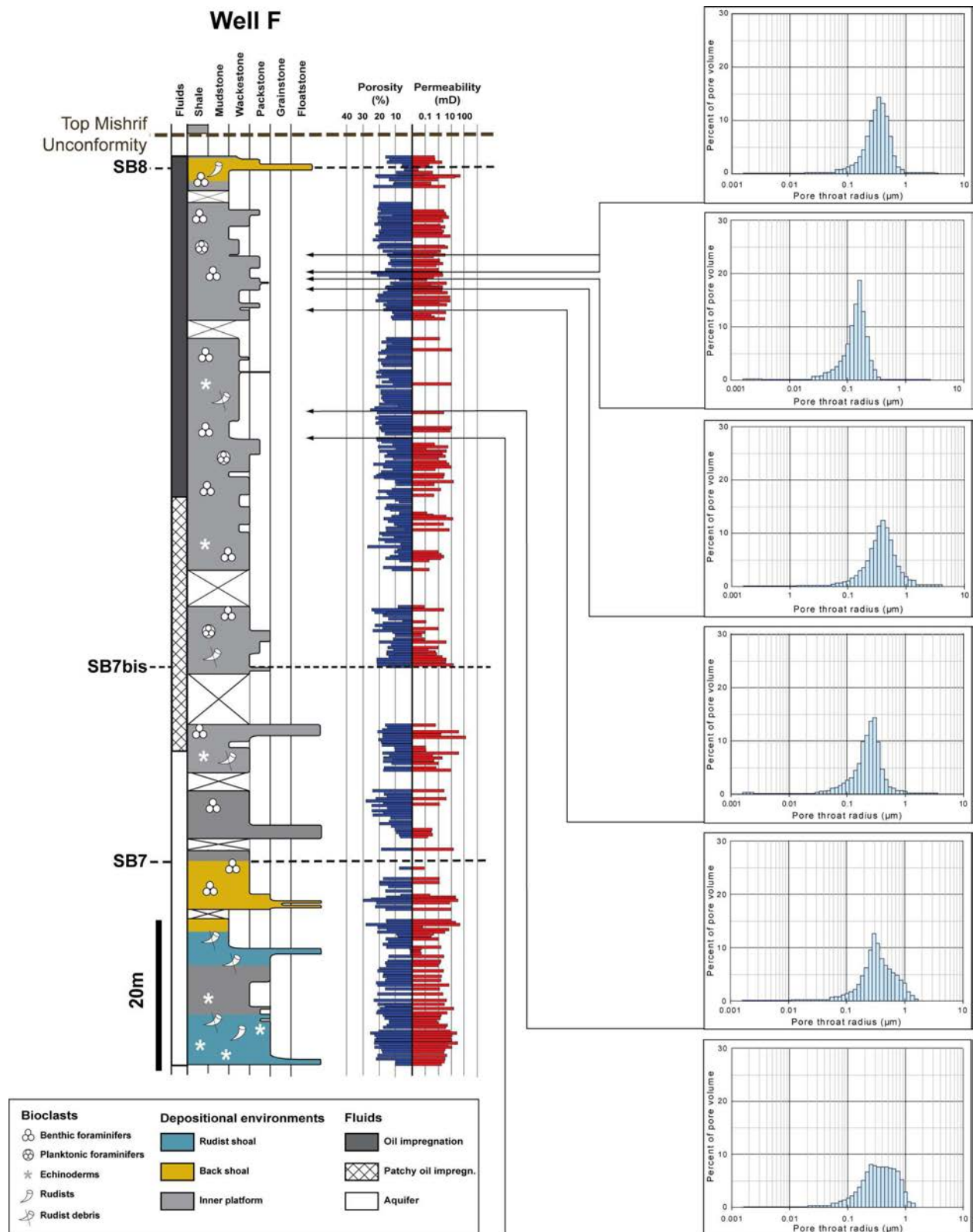


Figure 3.6 : Histogrammes de distribution des rayons de seuils de pores pour sept échantillons de la zone à huile du puits F. Malgré des différences de morphologies, toutes les courbes sont unimodales.

2.4. Spécificités du puits C et notion de piège stratigraphique

A l'exception du puits C, tous les puits étudiés présentent une zone à huile d'une épaisseur comprise entre 15 et 50 mètres, située sous la TMU surmontant une épaisse zone à forte saturation en eau (Fig. 3.7). Dans le puits C, seul le sommet de la carotte présente des traces de pétrole sous forme d'une imprégnation discontinue (*patchy*), et l'ensemble du puits présente des saturations en eau (S_w) proches de 100%.

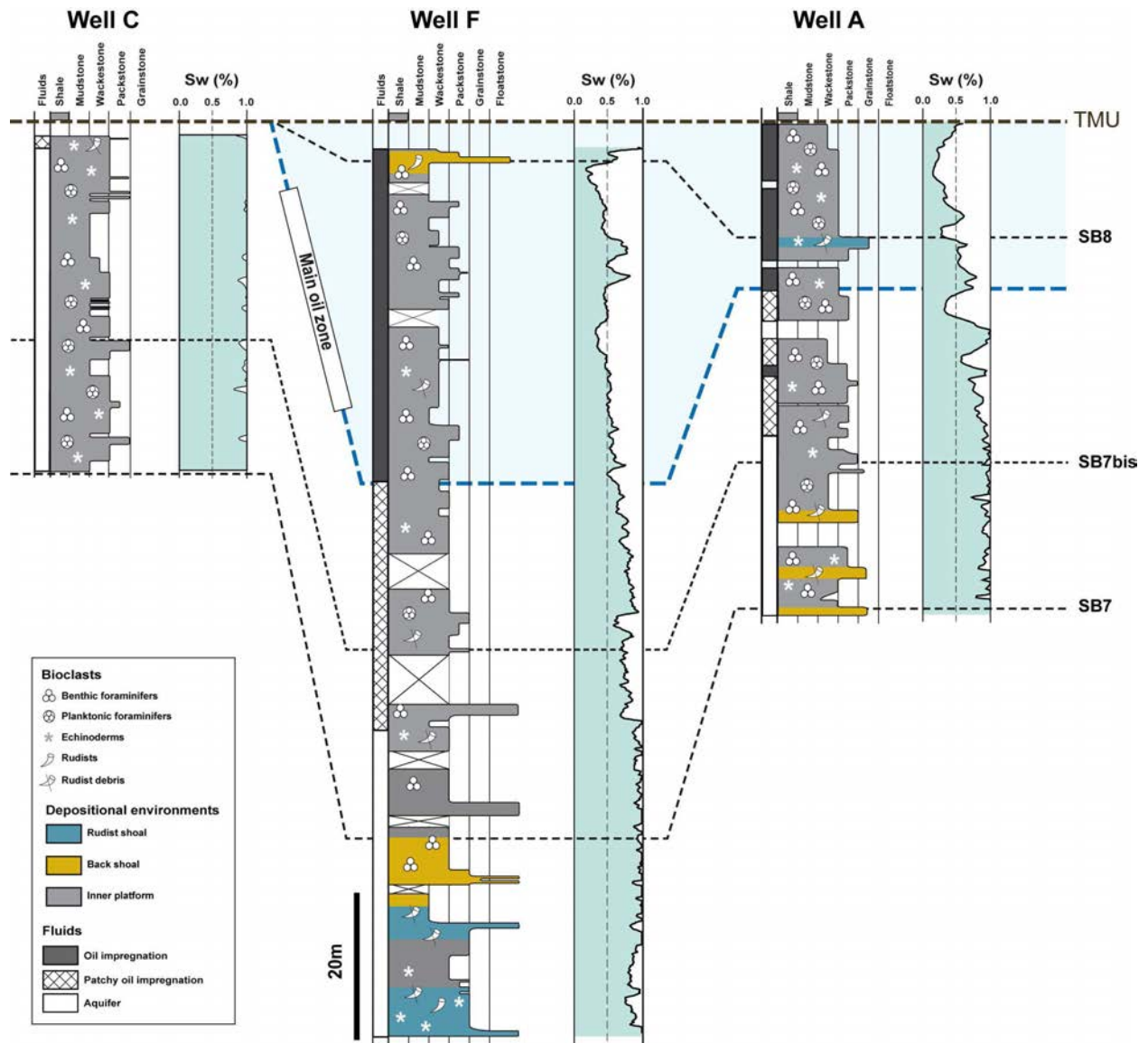


Figure 3.7 : Courbes de saturation en eau (S_w) des puits C, F et A. Le puits C n'est que très faiblement imprégné en huile. La limite inférieure de la zone à huile principale est basée sur les observations de l'imprégnation des carottes

Dans le puits C, 64% des plugs analysés ont des porosités inférieures à 15% et 95,2%, et ont des perméabilités inférieures à 10mD (Figure 3.8). La proportion de microporosité dans la porosité globale y est aussi plus importante que dans les autres puits du réservoir, entraînant une baisse globale de la perméabilité. Les rayons de seuils de pores y sont systématiquement inférieurs à 0,5 μ m, valeur prise comme limite pour la production de l'huile (Maliva *et al.*, 2009).

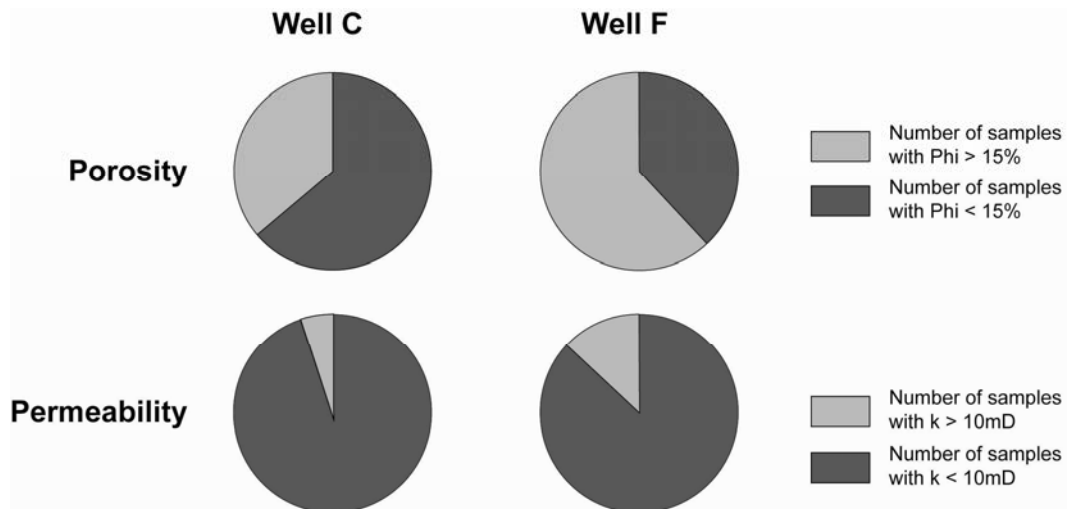


Figure 3.8 : Proportions d'échantillons des puits C et F en fonction des limites pétrophysiques (15% pour la porosité et 10mD pour la perméabilité).

Le puits C (non imprégné) présente donc des propriétés pétrophysiques médiocres, et appartient à la zone surélevée située à l'ouest du champ, zone formant une barrière stratigraphique. Cette barrière est constituée de faciès très boueux, très peu perméables qui vont, à priori, empêcher la migration de l'huile sous la couverture des argiles du Laffan (Fig. 3.9). Dans la partie ouest du champ ce piège stratigraphique est digité : les modélisations du Sw publiées par Botton-Dumay *et al.* (2002) montrent que les faciès peu perméables (très saturés en eau) sont interdigités avec des drains saturés en huile (Fig. 3.13).

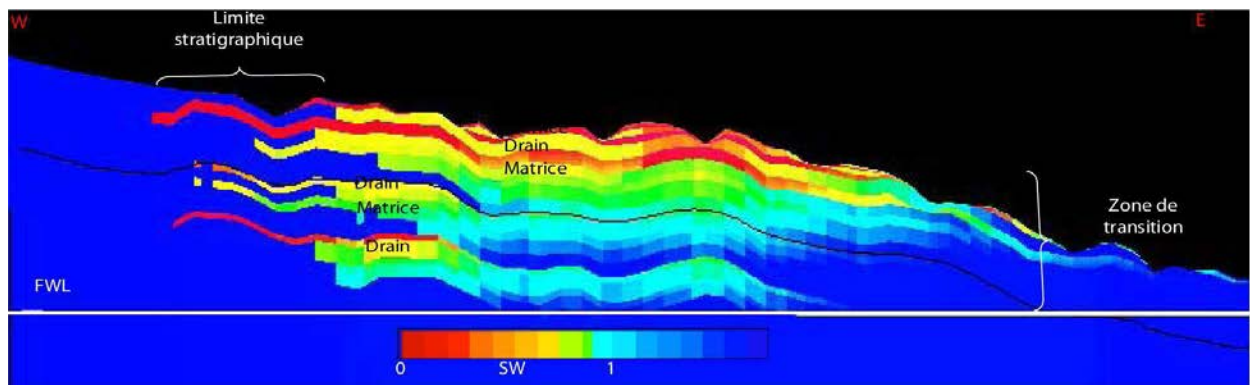


Figure 3.9 : Modèle réservoir simplifié montrant les saturations en eau (Sw) des différents drains et de la matrice du champ Guiriel, ainsi que le piège stratigraphique localisé à l'ouest du champ (Modifié d'après Botton-Dumay *et al.*, 2002).

Comme cela a été décrit dans le chapitre précédent, les sédiments déposés à l'ouest du réservoir (puits C) sont essentiellement des faciès de plate-forme interne, très riches en matrice micritique. Cependant ces mêmes faciès se retrouvent à d'autres endroits dans le réservoir et peuvent être abondamment imprégnés en huile. D'un point de vue réservoir, une explication purement sédimentaire ne peut donc pas justifier les propriétés pétrophysiques médiocres mesurées sur le puits C. De même, des intervalles d'autres puits localisés dans la zone à huile montrent des porosités et des perméabilités semblables. L'un des enjeux majeurs de ce travail sera donc de comprendre les paramètres contrôlant les propriétés réservoir et les problèmes de migration de l'huile dans la partie non réservoir du champ.

3. Synthèse des données pétrophysiques à l'échelle du champ

3.1. Données générales

Les données pétrophysiques utilisées dans cette étude ont été acquises sur des plugs horizontaux d'un pouce de diamètre. L'étude de l'évolution verticale de la porosité et de la perméabilité montre une forte hétérogénéité spatiale (Figs. 3.2 et 3.3), avec des variations verticales marquées et parfois rapides (aspect en "*sapin de Noël*"). Ces variations sont classiques dans les carbonates du Crétacé au Moyen-Orient (Smith *et al.*, 2003; Hollis *et al.*, 2010). Elles sont souvent utilisées pour effectuer un découpage en unités réservoirs (*e.g.* Cantrell & Hagerty, 2003; Amthor *et al.*, 2010), découpage qui ne peut être présenté ici pour des raisons de confidentialité.

Le croisement des données porosité-perméabilité mesurées sur plugs pour l'ensemble du champ Guiriel (Fig. 3.4A) montre une relation relativement bonne : la perméabilité augmente en même temps que la porosité. Cependant, pour une porosité donnée, il existe une importante variabilité de la perméabilité, d'un facteur 10 à 100. Cette variabilité indique clairement une hétérogénéité des propriétés pétrophysiques et des relations complexes entre les deux paramètres, complexité classiquement reconnue dans les réservoirs carbonatés (Lucia, 2007; Zinszner & Pellerin, 2007; Brigaud *et al.*, 2010).

Pour l'ensemble du réservoir, les 1143 données de porosité mesurées sur plugs varient entre 1,3% et 36,7% (Fig. 3.4B). La distribution des porosités est symétrique, centrée sur la valeur médiane, indiquant que la moitié des échantillons ont des porosités inférieures à 19% (Fig. 3.4). De plus, environ 80% des 1143 échantillons présentent des porosités inférieures à 25%, indiquant la prédominance des porosités faibles à modérées dans le réservoir. Seules environ 5% des données montrent des porosités supérieures à 30%.

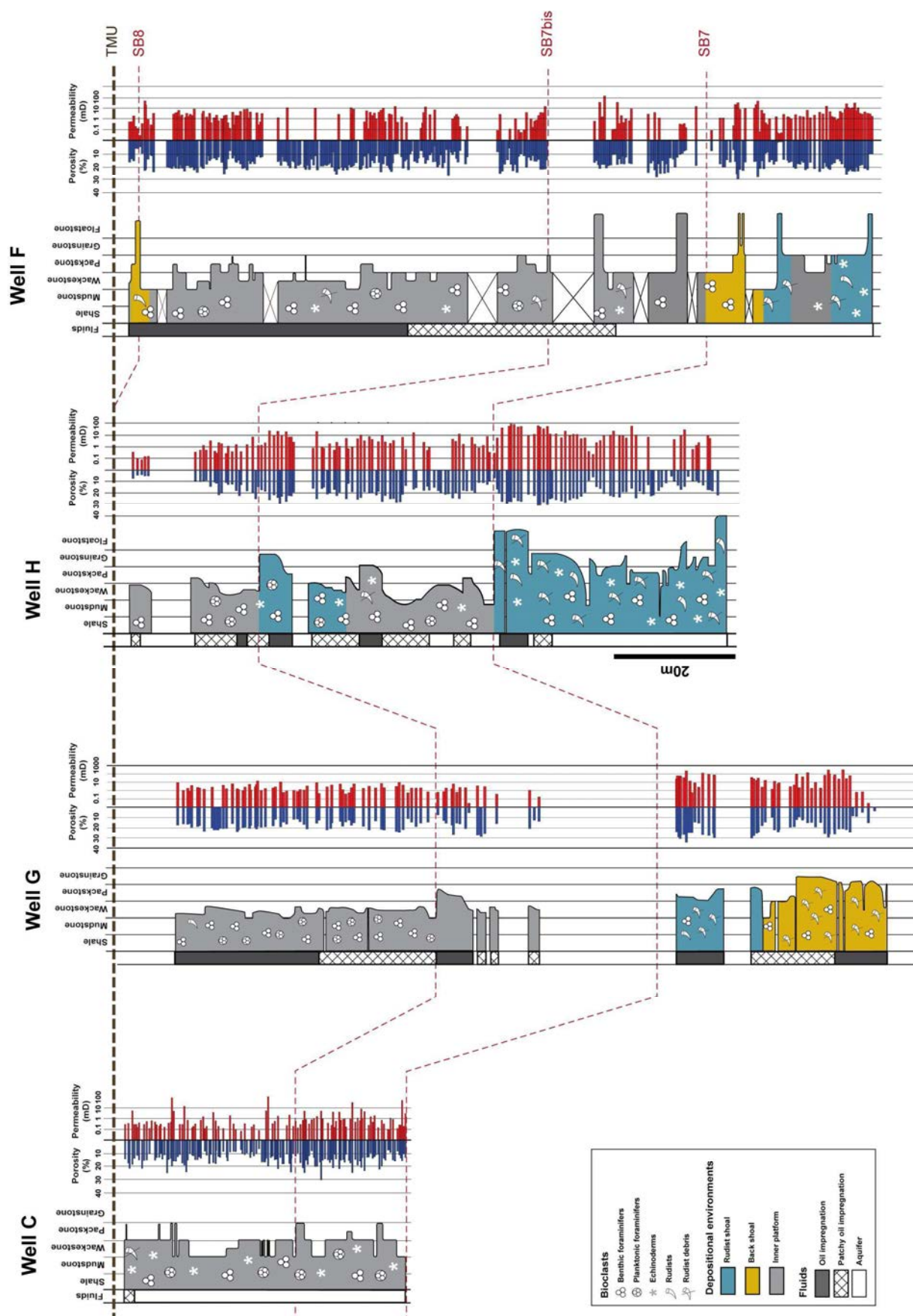


Figure 3.10 : Evolution verticale des porosités (en bleu) et perméabilités (en rouge) pour les puits C, G, H, et F.

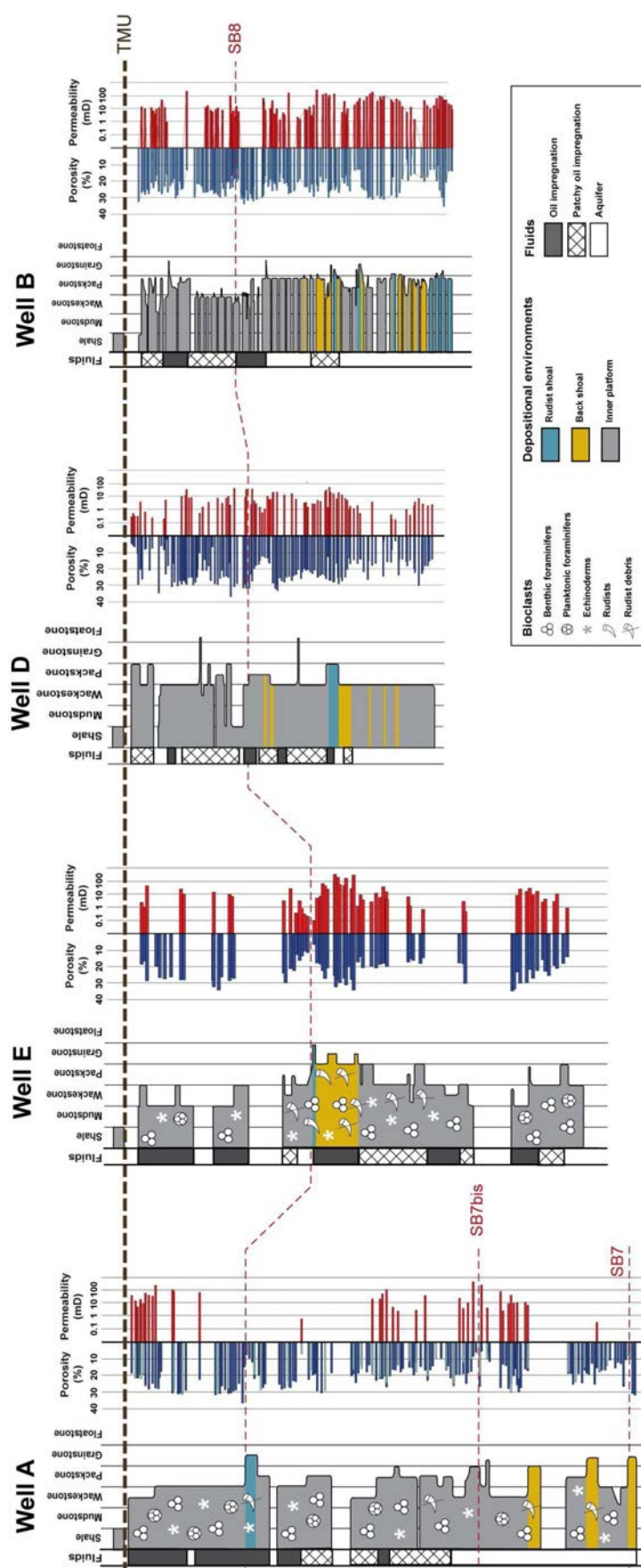


Figure 3.11 : Evolution verticale des porosités (en bleu) et perméabilités (en rouge) pour les puits A, E, D, et B.

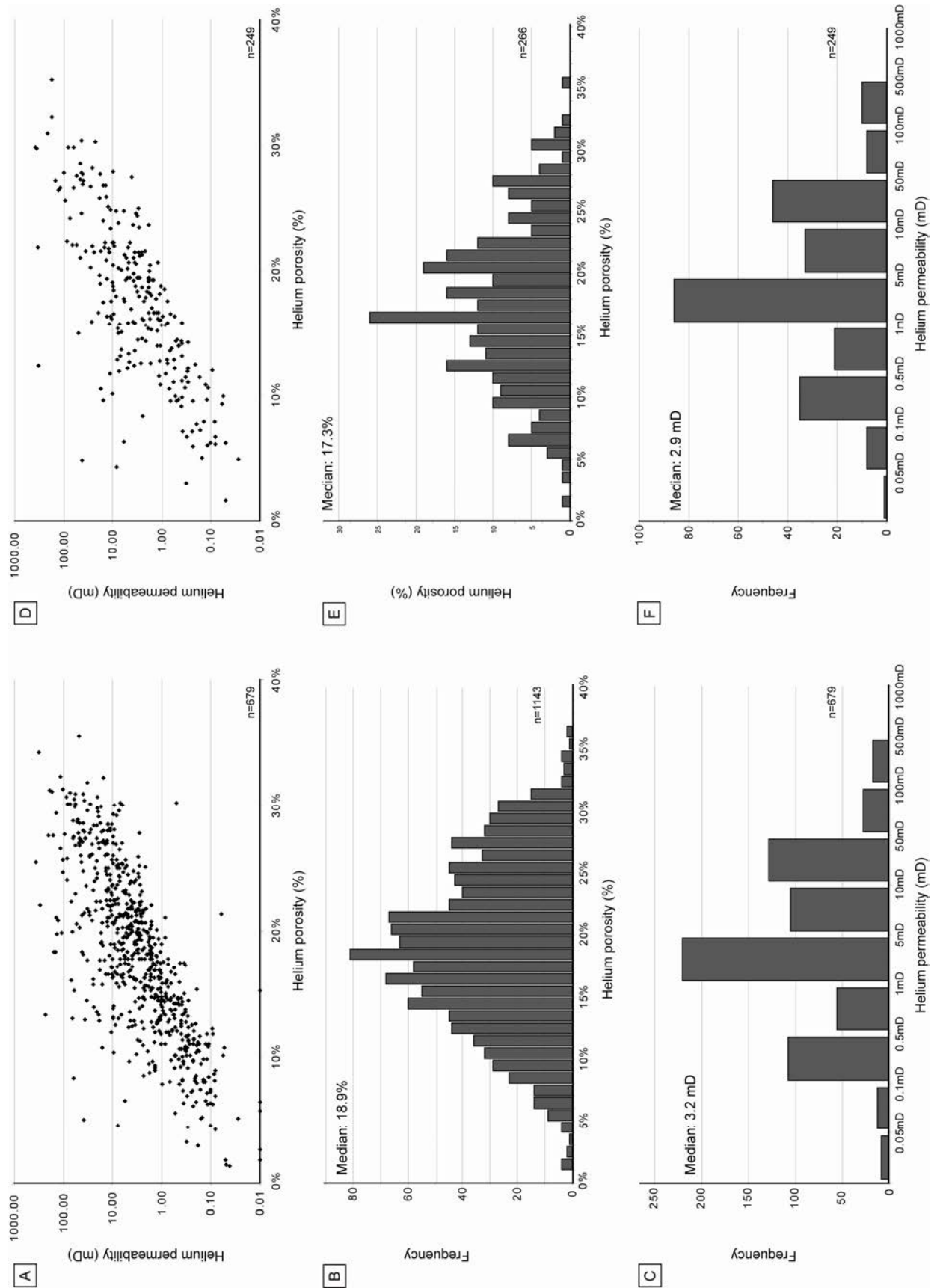


Figure 3.12 : Relations entre porosité-perméabilité (A & D) et fréquences des porosités et perméabilités (B-C & E-F) pour l'ensemble des échantillons du réservoir (A-C) et pour l'ensemble des échantillons étudiés (D-F).

Tous les plugs ne sont pas associés à des mesures de perméabilité (Figs. 3.9 et 3.10). En effet, dans ce réservoir la texture "crayeuse" des sédiments et les variations de cohérence des échantillons font que 40% des plugs sélectionnés n'ont pas pu donner lieu à des mesures de perméabilité en laboratoire (échantillons fracturés, peu cohérents...).

La perméabilité mesurée des 679 échantillons varie entre 0,01mD et 341,98mD. La distribution est symétrique et centrée sur une valeur médiane de 3.2mD. Dans ce jeu de données, 75% des échantillons ont des perméabilités inférieures à 10mD, prouvant la prédominance des faibles perméabilités (seuls 2,5% des échantillons ont des perméabilités supérieures à 100mD).

La Figure 3.11 présente aussi les relations porosité-perméabilité (Fig. 3.11D), et les distributions des porosités (Fig. 3.11E) et des perméabilités (Fig. 3.11F) des 266 échantillons sélectionnés dans cette étude. La porosité varie entre 1.8% et 35.4% avec la moitié des échantillons inférieurs à 17,1%. La perméabilité quant à elle oscille entre 0.03mD et 320mD, avec la moitié des échantillons sous les 2.9mD. Ces valeurs sont cohérentes avec celles du jeu de données général, et permettent donc d'avoir un échantillonnage représentatif des variations pétrophysiques du champ Guiriel.

3.2. Réalité et représentativité des données pétrophysiques

Dans le cadre des études pétrophysiques menées sur les réservoirs, il existe une multitude de changements d'échelle qu'il faut bien maîtriser afin que les données soient toutes représentatives du système étudié. Par exemple, la question rémanente est de savoir si une mesure (de porosité ou de perméabilité) effectuée sur un plug de seulement quelques centimètres est vraiment représentative d'un niveau dans le système réservoir. Le calage avec les données diagraphiques (porosité neutron par exemple) permet de mieux appréhender ce problème et d'effectuer des corrélations à l'échelle du réservoir. En définitive et en l'absence de mesures sur des échantillons de taille plus importante (*full size...*) les données plugs sont utilisées pour définir un modèle d'unités d'écoulement.

4. Relations entre faciès, environnements de dépôt et propriétés réservoir

Etudier et contraindre les liens statistiques qui unissent paramètres pétrophysiques et contexte sédimentaire est une approche classique dans les études de "*rock-typing*" qui permet la mise en place de modélisations numériques des réservoirs (Hollis *et al*, 2010).

Le but de cette étude est de vérifier s'il est possible de discriminer de manière robuste les porosités et les perméabilités des différents faciès et environnements de dépôt du champ Guiriel. Pour ce faire, il a été choisi d'utiliser des ANOVA (pour *Analysis of Variance*) afin de vérifier si au moins un des faciès ou environnement de dépôt était différent des autres en terme soit de porosité, soit de perméabilité. Afin de faciliter la lecture du manuscrit les tableaux de résultats des différentes ANOVA effectuées seront reportés en annexes de ce chapitre (annexes 3.1).

4.1. Variations texturales et propriétés réservoir

Dans les systèmes carbonatés, il est classiquement admis que le système sédimentaire (texture, faciès, environnement de dépôt...) va, du moins en partie, contrôler la répartition des propriétés réservoir (Hollis *et al.*, 2010). La relation claire entre texture sédimentaire (selon Dunham) et propriétés pétrophysiques n'est toutefois que rarement mise en évidence dans les systèmes carbonatés anciens (Lucia, 2007; Brigaud, 2009).

Pour le champ Guiriel, la Figure 3.13 montre que les relations entre porosité/perméabilité et les textures observées en lames minces sont faibles, avec de très fortes dispersions des valeurs. Les wackestones sont prédominants dans le jeu de données, représentant environ 66% des données de porosité et de perméabilité. Les mudstones n'étant représentés que par trois échantillons, il est délicat de les comparer aux autres textures.

La plus basse valeur de porosité (1,8%) est observée dans les floatstones, tandis que la plus forte (35,4%) correspond à un wackestone. Pour les données de porosité les valeurs médianes (50% du jeu de données) des wackestones, packstones et grainstones sont relativement stables, comprises entre 16,7% et 20,1% (Fig. 3.14B). Les valeurs médianes sont généralement à mi-distance entre les bornes inférieures (Q1 – 25% du jeu de données) et supérieures (Q3 – 75% du jeu de données), indiquant une égale distribution des faibles et des fortes porosités.

Après observation des distributions de la porosité pour les packstones et les grainstones, il est pratiquement impossible de les différencier, l'ensemble des données des grainstones étant situé dans le même intervalle que celle des packstones. Il en va de même pour les wackestones dont la gamme de porosité est pratiquement identique aux deux précédentes. Les floatstones ont une valeur médiane inférieure à celle des trois textures précédentes (13,7%), et une porosité maximale de 23,6%. La gamme de porosité des floatstones recoupe là encore la presque totalité de celle observée pour les trois autres textures.

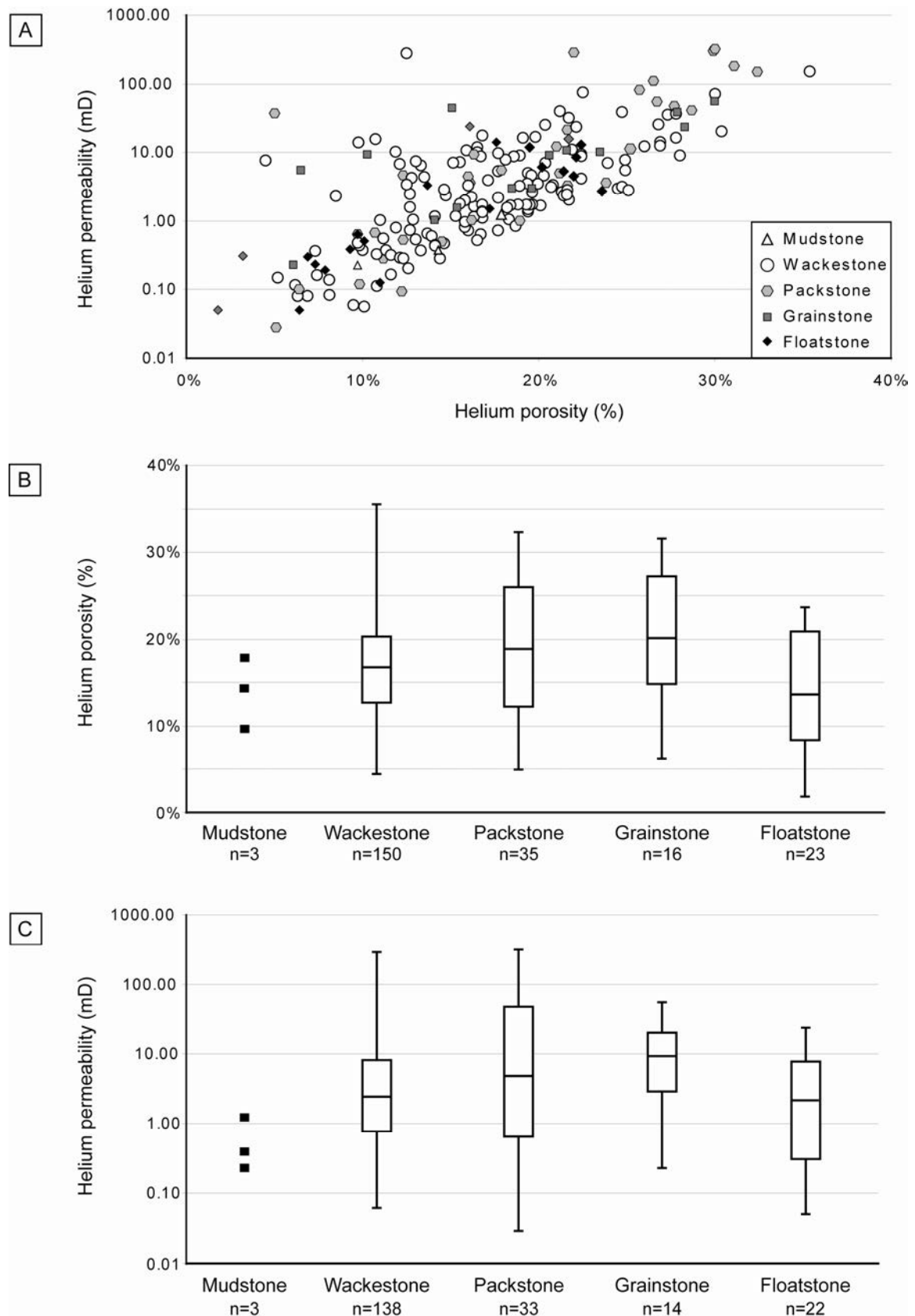


Figure 3.13 : Relations entre mesures pétrophysiques et textures. (A) Distribution des différentes textures dans un diagramme porosité-perméabilité. (B-C) Porosités et perméabilités triées en fonction des textures et présentées dans des boîtes à moustaches. Les limites inférieures et supérieures des boîtes représentent les quartiles Q1 (25% des données) et Q3 (75% des données), tandis que le trait intérieur représente la médiane (50% des données). Les bornes inférieures et supérieures représentent les minima et maxima.

Pour les données de perméabilité (Fig. 3.13C), il est difficile d'observer des relations nettes avec les textures, les distributions de chacune de ces textures se recouvrant les unes les autres (par exemple la distribution des wackestones va englober la distribution de la perméabilité des grainstones et des floatstones). Cependant, certaines différences sont observables. Les valeurs les plus fortes et les plus faibles de perméabilité correspondent à des échantillons de type packstone (respectivement 320mD et 0,03mD). Toutes les valeurs médianes sont inférieures à 10mD (comprises entre 2,1mD et 9,1mD), et les Q3 sont toujours inférieurs à 48,5mD, indiquant que la perméabilité globale des échantillons est relativement basse, et que les fortes valeurs (>100mD) sont exceptionnelles. Les floatstones ont la valeur médiane la plus basse (2,1mD), ainsi que la plus petite valeur maximale (23,6mD).

Les différentes ANOVA effectuées montrent qu'il est impossible de discriminer les différentes textures en termes de porosité. Pour la perméabilité le seul résultat obtenu est une différence entre les mudstones et les packstones-grainstones. Du fait du très faible nombre d'échantillons (n=3) des mudstones, il est impossible de considérer cette différence comme robuste.

4.2. Influence des faciès et environnements de dépôt

Les données de porosité et de perméabilité ont été croisées avec les faciès sédimentaires et leurs interprétations en environnements de dépôt (Figs. 3.14 et 3.15). Dans cette partie, deux approches seront abordées et comparées entre elles: l'approche statistique, afin d'appréhender les relations les plus robustes entre les différents paramètres, et une approche plus stratigraphique (verticale) et naturaliste, visant à mieux contraindre l'évolution des paramètres pétrophysiques, en lien avec le contexte sédimentaire des différents puits étudiés.

4.2.1. Approche statistique

Liens entre porosité et contexte sédimentaire

La plus faible valeur de porosité est mesurée dans les floatstones à coraux (F7 – 1,8%), tandis que la valeur la plus élevée (35,4%) est mesurée dans les faciès de plate-forme interne à Préalvéolines (F5). Pour les différents faciès (Fig. 3.14B), les médianes calculées sont hétérogènes et comprises entre 11,7% (F7) et 21,2% (F10). Les médianes des environnements de dépôt sont aussi hétérogènes, comprises entre 16,6% (plate-forme interne) et 21,2% pour les *shoals* bioclastiques.

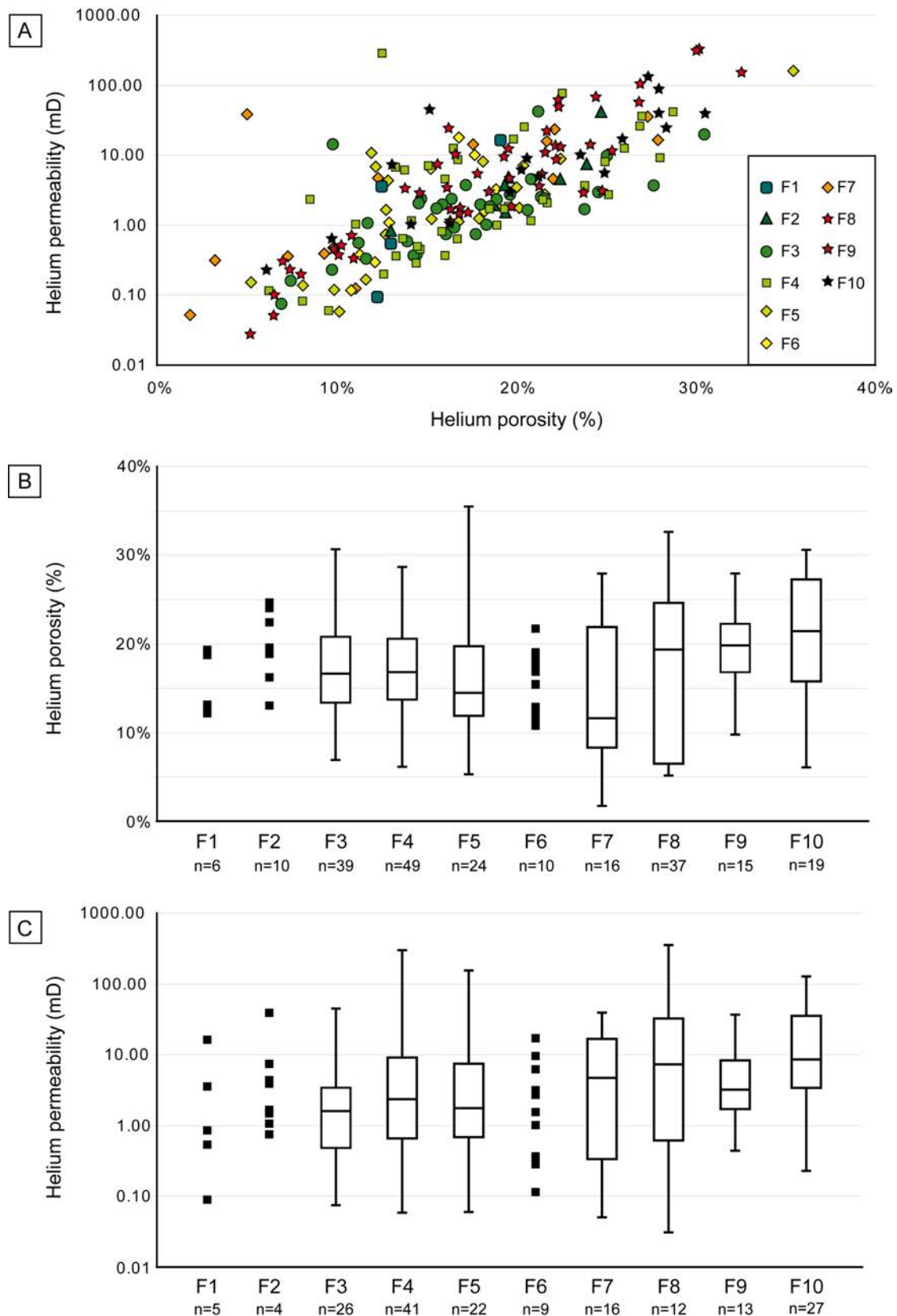


Figure 3.14 : Relations entre porosité, perméabilité et faciès (ensemble des échantillons). (A) Diagramme porosité-perméabilité en fonction des différents faciès sédimentaires. (B-C) Porosités et perméabilités triées en fonction des faciès et présentées dans des boîtes à moustaches. Les limites inférieures et supérieures des boîtes représentent les quartiles Q1 (25% des données) et Q3 (75% des données), tandis que le trait intérieur représente la médiane (50% des données). Les bornes inférieures et supérieures représentent les minima et maxima.

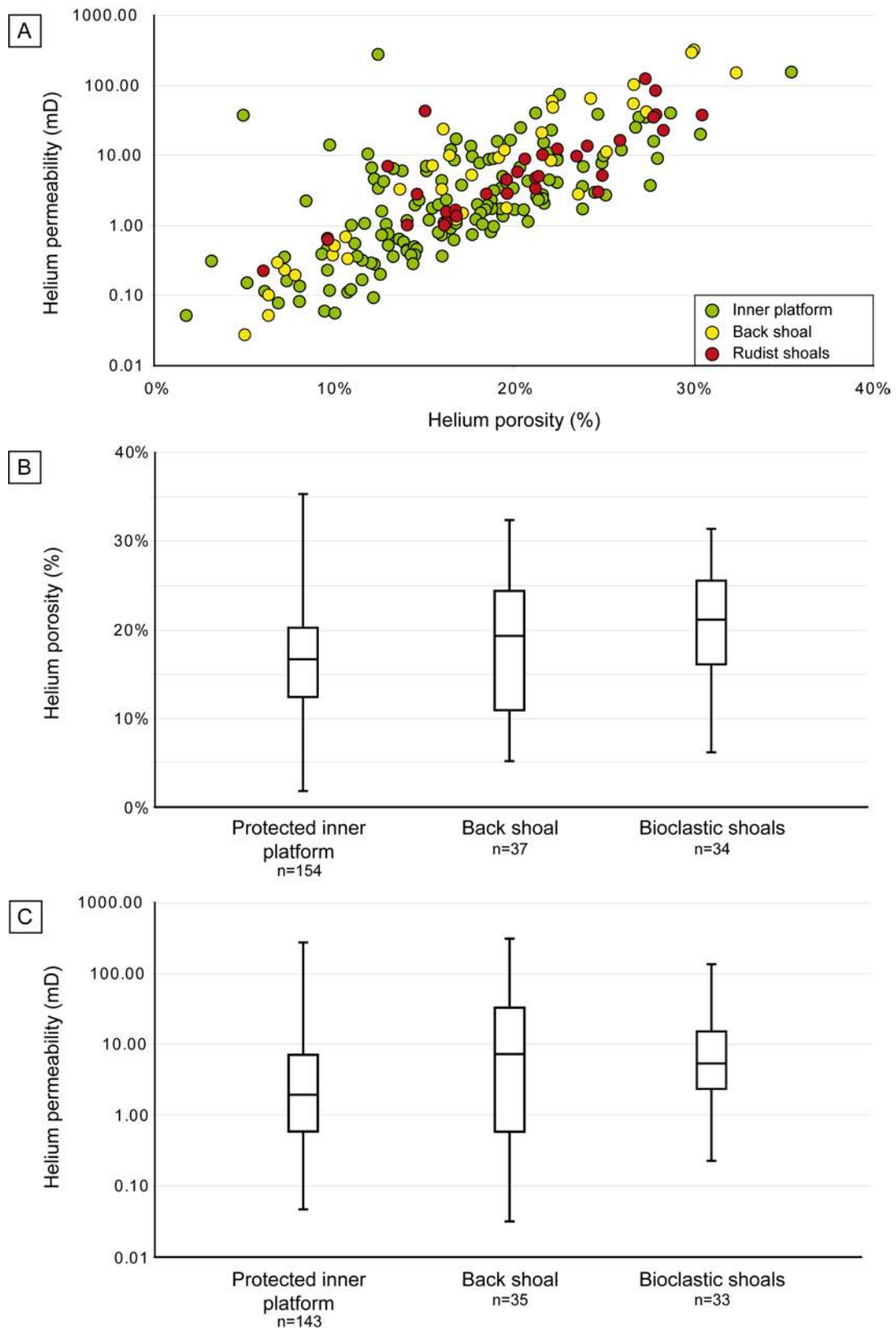


Figure 3.15 : Relations entre porosité, perméabilité et environnement de dépôt (ensemble des échantillons). (A) Diagramme porosité-perméabilité en fonction des différents environnements de dépôt. (B-C) Porosités et perméabilités triées en fonction des environnements de dépôt et présentées dans des boîtes à moustaches. Les limites inférieures et supérieures des boîtes représentent les quartiles Q1 (25% des données) et Q3 (75% des données), tandis que le trait intérieur représente la médiane (50% des données). Les bornes inférieures et supérieures représentent les minima et maxima.

Le faciès présentant la plus grande gamme de porosité est le faciès à Préalvéolines (F5), tandis que ceux qui présentent le moins de variations sont les faciès boueux riches en grands foraminifères benthiques (F2) et les grainstones riches en bivalves (F9). L'écart interquartile (Q3-Q1, représentant 50% du jeu de données) a été choisi comme indicateur de l'hétérogénéité des données. Il en ressort que le faciès le plus hétérogène en termes de porosité est le faciès F8, alors que les moins hétérogènes sont les faciès F9, F3 et F4. L'environnement de plate-forme protégée est celui qui présente la plus grande gamme de porosité (Fig. 3.15B), ainsi que celui qui semble avoir les plus mauvaises porosités (75% des données inférieures à 20%). Les *shoals* bioclastiques présentent la plus petite gamme de porosité, et les niveaux d'arrière *shoals* sont les plus hétérogènes. Les *shoals* à rudistes se distinguent par des porosités relativement bonnes, avec 50% des échantillons compris entre 15,4% et 22,2%.

La lecture des diagrammes en boîtes à moustaches (*box plots*) illustrés dans les Figures 3.14B et 3.15B montre qu'une discrimination des faciès et environnements de dépôt en termes de porosité est extrêmement difficile à mettre en évidence. Les résultats des ANOVA effectuées pour ces paramètres indiquent qu'effectivement il n'existe pas de différences significatives entre les faciès en termes de porosité. Cependant, des différences significatives ont pu être détectées entre la plate-forme interne et les *shoals* bioclastiques, ces derniers ayant des porosités significativement supérieures.

Liens entre perméabilité et contexte sédimentaire

Les données de perméabilité sont là encore très hétérogènes, en particulier pour ce qui est des faciès (Fig. 3.14C). La plus faible et la plus forte valeur de perméabilité ont été mesurées dans les floatstones à rudistes du faciès F8 (respectivement 0,03mD et 320mD) et se trouvent donc être les valeurs extrêmes des environnements d'arrière *shoals*.

Les médianes calculées pour les faciès sont hétérogènes, mais peuvent être regroupées en deux parties : les faciès F3 à F5 avec des médianes entre 1,6mD (F5) et 2,3mD (F4), et les faciès F7 à F10 avec des médianes comprises entre 3,1mD (F9) et 8,1mD (F10). La valeur médiane la plus faible est calculée pour le faciès F3 très pauvre en bioclastes et riche en matrice micritique. Dans ce faciès F3, la microporosité représente presque 100% de la porosité globale, ce qui explique des perméabilités très faibles. Le faciès F10 présente les perméabilités les plus hétérogènes (Q3-Q1), tandis que le faciès F3, riche en foraminifères planctoniques, est le plus homogène.

Les faibles perméabilités observées dans les faciès boueux sont cohérentes avec celles de la plate-forme protégée, où 75% des échantillons ont une perméabilité inférieure à 6,9mD. En termes d'environnements de dépôt (Fig. 3.15C), les médianes des faciès d'arrière *shoals* et de *shoals* sont très proches (respectivement 7,1mD et 5,4mD). La médiane la plus basse (1,98mD) correspond à l'environnement de plate-forme protégée.

Comme pour la porosité, la lecture des *box plots* illustrés dans les Figures 3.14C et 3.15C montre qu'une discrimination des faciès et environnements de dépôt en terme de perméabilité est extrêmement difficile à mettre en évidence. Les résultats des ANOVA effectuées pour ces paramètres confirment bien que des différences significatives en termes de perméabilité n'existent pas pour les faciès. Pour les environnements de dépôt, l'environnement d'arrière *shoals* est statistiquement différent de celui de plate-forme interne, mais pas de l'environnement de *shoals*.

Concernant les rayons de seuil de pores, les packstones et les floatstones ont des PTR généralement plus grands (75% supérieurs à 1,8 μ m pour les packstones et à 1,2 μ m pour les floatstones). En termes d'environnements de dépôt, les sédiments déposés en bordures de *shoals* présentent les PTR moyens les plus larges (allant jusqu'à plus de 2 μ m), tandis que 75% des échantillons pris dans les niveaux de plate-forme protégée ont des rayons moyens inférieurs à 0,53 μ m. Cette relation classique dans les sédiments carbonatés (Saotome *et al.*, 2000; Hollis *et al.*, 2010; Strohmenger *et al.*, 2010; Warrlich *et al.*, 2010) peut être expliquée par la proportion de macroporosité plus importante dans ces sédiments, en grande partie liée à la dissolution des macrobioclastes. L'absence de grands PTR moyens dans les grainstones peut être expliquée par la forte cimentation de ces niveaux.

4.2.2. Approche naturaliste : retour aux puits

Une observation plus "naturaliste" des relations entre les faciès et surtout entre les environnements de dépôt avec les données de porosités et de perméabilité semble importante au vue des résultats de l'analyse statistique. Le but n'étant pas ici de décrire l'ensemble des variations pétrographiques et pétrophysiques sur chacun des puits, ces relations seront abordées au travers de quatre exemples pris sur quatre puits distincts.

- Dans le puits H (Fig. 3.10), juste sous la limite SB7, se trouve un intervalle de dix mètres d'épaisseur, constitué par des sédiments grossiers de *shoals* bioclastiques. Dans cet intervalle, la porosité est élevée, toujours supérieure à 20% et parfois même supérieure à 30% (forte porosité moldique et *vuggy*), tandis que la perméabilité est comprise entre 10 et 100mD.

- Dans le puits E (Fig. 3.11), sous la limite SB8, un niveau d'arrière *shoals* de cinq mètres d'épaisseur est associé à des porosités importantes, supérieures à 20% (très forte porosité moldique et *vuggy*) et à des perméabilités supérieures à 10mD. Cet intervalle constitue par ailleurs une zone riche en huile, encadrée par deux niveaux à imprégnation discontinue.
- Dans le puits F (Fig. 3.10), l'ensemble de l'intervalle localisé sous la limite SB7 est dominé par les sédiments déposés au niveau des *shoals* bioclastiques et en arrière de ces mêmes *shoals*. Contrairement aux deux zones décrites précédemment, cet intervalle est dominé par des propriétés pétrophysiques médiocres, avec des porosités généralement inférieures à 20% et des perméabilités rarement supérieures à 10mD.
- Enfin, dans le puits C (Fig. 3.10), l'ensemble de l'intervalle carotté (en dehors des 3 premiers mètres) est constitué par des sédiments de plate-forme interne boueuse. Dans ce puits la porosité ne dépasse que très rarement 20% et la perméabilité est presque toujours inférieure à 10mD.

A l'échelle du champ Guiriel, il ressort de ces exemples que les sédiments déposés en domaine de *shoals* bioclastiques et d'arrière *shoals* sont généralement associés à une forte macroporosité moldique et *vuggy* bien connectée qui va augmenter considérablement la perméabilité de ces sédiments et ainsi en faire les meilleurs drains du réservoir.

Cependant, ces mêmes niveaux peuvent présenter des propriétés pétrophysiques médiocres (généralement dans le cas de niveaux très cimentés). Cette approche plus naturaliste permet de modérer les résultats statistiques, montrant ainsi que des relations existent bel et bien entre les variations du système sédimentaire et les données de porosité et de perméabilité.

4.3. Influence de la teneur en insolubles

Les quantités d'insolubles mesurées sur divers échantillons des puits C et F sont variables, comprises entre 0,1% (limite de détection) et 16,8%. Reportées dans un diagramme porosité-perméabilité (Fig. 3.16A), les variations du taux d'insolubles ne semblent pas montrer de lien avec les variations de propriétés pétrophysiques.

Le croisement des proportions d'insolubles avec le pourcentage de microporosité des différents échantillons montre que près de 90% des échantillons présentant plus de 0,1% d'insolubles ont une microporosité inférieure à 20% (Fig. 3.16B). Il semble alors que les variations dans les proportions d'insolubles n'ont pas d'impact direct sur les propriétés pétrophysiques de ces carbonates microporeux. Il

est toutefois important de noter que ces observations sont basées sur un nombre réduit d'échantillons ($n=31$), et que des comparaisons fines au sein de faciès identiques est rendu impossible.

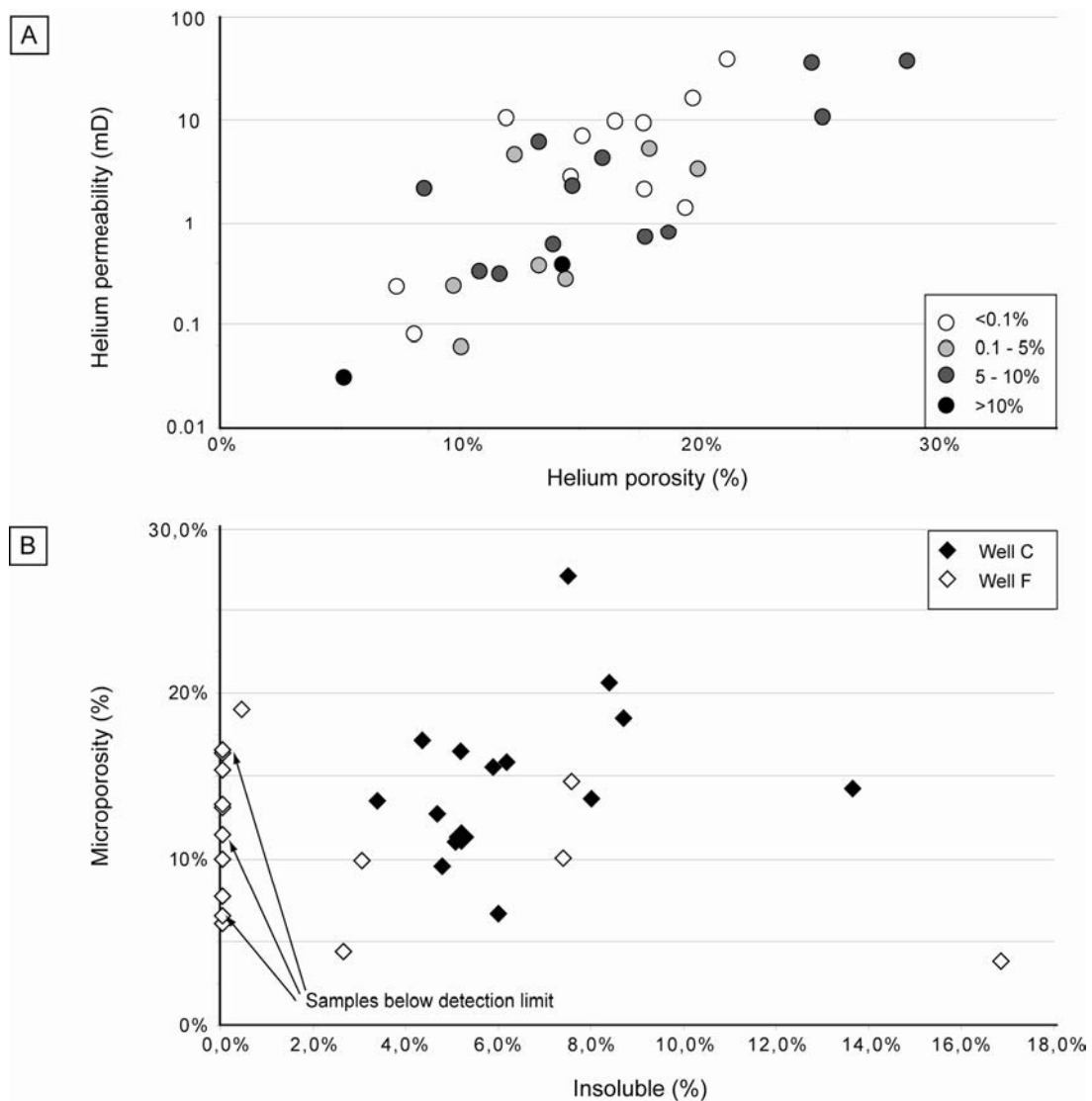


Figure 3.16 : (A) Diagramme porosité-perméabilité en fonction de la proportion en insolubles présents dans les échantillons. (B) Lien entre proportion d'insolubles et microporosité de l'ensemble des échantillons.

Ces observations faites sur quelques échantillons de petite taille doivent toutefois être nuancées. En effet, à l'échelle du réservoir les nombreux liserés argileux (*horse tails*) observés en carottes (en particulier dans la zone à eau) peuvent former des "barrières" locales gênant considérablement la migration des fluides au sein de la colonne de sédiments. Ceci est particulièrement visible dans le puits C où de très nombreux *horse tails* ont pu être décrits. Ces phénomènes ont été largement décrits dans les craies de la Mer du Nord (e.g. Safaricz & Davison, 2005).

5. Synthèse

Au terme de ce chapitre portant sur la pétrophysique du champ Guiriel, plusieurs points ont pu être mis en évidence :

- Les sédiments étudiés présentent une forte hétérogénéité pétrophysique. A titre d'exemple, la porosité varie de 1,3% à 36,7% et la perméabilité de 0,01mD à 341,98mD.
- Le réseau poreux est complexe, avec un système dit en "double porosité", tantôt dominé par la macroporosité (généralement secondaire), tantôt dominé par la microporosité. Ce type de réseau poreux est inhérent au système carbonaté étudié.
- Le piège du réservoir est double. La couverture formée par les argiles du Laffan va empêcher la migration de l'huile vers le haut, et des sédiments relativement peu poreux et peu perméables localisés à l'ouest du champ (puits C) vont aussi empêcher la migration des hydrocarbures.
- Des relations complexes entre le système sédimentaire (texture, faciès, environnements de dépôt) et les propriétés pétrophysiques ont pu être mises en évidence. La mise en relation des différents paramètres a aussi montré l'intérêt d'une approche naturaliste par rapport à une approche purement statistique et mathématique.

Toutefois, à ce stade de l'étude de nombreuses questions demeurent en suspens :

- Dans les échantillons strictement microporeux, quel va être le rôle de la matrice micritique dans le contrôle des paramètres pétrophysiques, et surtout quels vont être les paramètres qui vont impacter les propriétés pétrophysiques?
- De quelle manière la porosité (macro ou micro) va-t-elle être créée, et surtout comment va-t-elle évoluer au cours de l'enfouissement de la série sédimentaire de façon à pouvoir stocker et restituer les hydrocarbures?
- Quels vont être les paramètres de contrôle de la formation de la zone à huile actuelle?
- Et enfin, certainement l'un des points les plus importants, quels vont être les processus et les paramètres expliquant la formation de la barrière stratigraphique à l'ouest du champ?

Les chapitres suivants tenteront de répondre à ces différentes questions, en étudiant l'influence des matrices micritiques et celle de l'histoire diagénétique sur l'acquisition des qualités réservoir du champ Guiriel.

Chapitre 3 – Annexes 3.1

Résultats des différentes ANOVA effectuées dans les comparaisons entre les propriétés pétrophysiques et le système sédimentaire.

Les tableaux complets de résultat ne seront donnés qu'en cas de différence significative observée.

ANOVA Porosité – Texture

F=3,39 p=0,1

ANOVA Perméabilité - Texture

	Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Floatstone
Mudstone		0.292	0.021	0.013	0.679
Wackestone	2.756		0.818	0.731	0.970
Packstone	4.281	1.526		1.000	0.429
Grainstone	4.503	1.747	0.222		0.336
Floatstone	1.866	0.890	2.416	2.637	

F=3,64 p=0,007

ANOVA Porosité – Faciès

F=2.07 p=0.033

ANOVA Porosité – Environnements de dépôt

	Inner platform	Back shoals	Shoals
Inner platform		0.263	0.008
Back shoals	2.204		0.344
Shoals	4.176	1.971	

F=5.774 p=0,0036

ANOVA Perméabilité – Faciès

F=1.82 p=0,066

ANOVA Perméabilité – Environnements de dépôt

	Inner platform	Back shoals	Shoals
Inner platform	0	0.0027	0.036
Back shoals	4.68		0.671
Shoals	3.48	1.203	

F=6.79 p=0.0014

Chapitre 4

Pétrographie des micrites du champ Guiriel

La moindre chose contient un peu d'inconnu. Trouvons-le.
Maupassant.

Chapitre 4

Pédrographie des micrites du champ Guiriel

Introduction et objectifs	139
1. Morphométrie des particules micritiques des séries enfouies : vers une nouvelle classification.....	139
1.1. Méthodes d'étude	139
1.1.1. Microstructure des matrices micritiques.....	139
1.1.2. Luminescence des matrices micritiques.....	141
1.2. Morphométrie des micrites : définitions et état des connaissances	142
1.2.1. Cristallométrie : un paramètre souvent négligé.....	142
1.2.2. La morphologie	142
1.2.3. Principales classifications existantes	143
1.3. Une nouvelle classification pour les micrites mésozoïques du Moyen-Orient....	144
2. Les micrites du champ Guiriel.....	147
2.1. Morphologie	147
2.2. Cristallométrie des micrites	148
2.3. Variabilité verticale	149
2.3.1. Puits C.....	149
2.3.2. Puits G	151
2.3.3. Puits F	153
2.3.4. Puits A.....	154
2.4. Dispersion cristallométrique.....	155
2.5. Luminescence des micrites	156
3. Impact de la pédrographie des micrites sur les propriétés pétrophysiques .	174
3.1. Porosité-Perméabilité	174

3.2. Pression capillaire et rayons de seuils de pores.....	176
3.3. Imprégnation en huile	179
3.4. Liens avec le Gamma ray	182
4. Relations entre cristallométrie et système sédimentaire.....	183
4.1. Relations cristallométrie – textures.....	184
4.2. Relations cristallométrie – faciès / environnements de dépôt	184
4.3. Une origine sédimentaire initiale de la cristallométrie micrites?	186
5. Synthèse : hétérogénéité sédimentaire et pétrophysique des micrites.....	187

Liste des figures et tableaux

Figure 4.1. : Méthode de mesure de la cristallométrie des cristaux de micrites à l'aide du logiciel J.Microvision. Echantillon du puits C (10,5m bTMU)	140
Figure 4.2. : Classification des nanostructures micritiques proposée par Lambert <i>et al.</i> (2006)	144
Figure 4.3. Classification des types de contacts intercrystallins dans les micrites selon Volery <i>et al.</i> (2010b)	144
Figure 4.4. : Classification des microtextures micritiques	146
Figure 4.5. : Distribution de la cristallométrie des 270 échantillons du champ Guiriel	148
Figure 4.6. : Variabilité verticale de la morphométrie des micrites des puits C, G, F et A.....	150
Figure 4.7. Aspect de la matrice micritique en regard de l'imprégnation de la carotte du puits G.....	152
Figure 4.8 : (A) Echantillon de micrite grossière observé au MEB et dispersion de la cristallométrie (Puits F – 100 mètres sous la TMU). (B) Echantillon de micrite grossière observé au MEB et dispersion de la cristallométrie (Puits C – 10,5 mètres sous la TMU)	155
Figure 4.9 : Relation entre cristallométrie des particules micritiques et dispersion cristallométrique (valeurs Q3-Q1) pour l'ensemble des échantillons du champ Guiriel	156
Figure 4.10. : Echelle de luminescence des sédiments micritiques.....	157
Figure 4.11. : Relations entre cristallométrie des particules micritiques et leur luminescence.....	158
Figure 4.12. : Variations verticales de la luminescence et de la cristallométrie des matrices micritiques dans les forages C, F et A.....	160
Figure 4.13 : Matrices micritiques du puits A.....	162
Figure 4.14 : Matrices micritiques du puits C	164
Figure 4.15 : Matrices micritiques des puits D & E.....	166
Figure 4.16 : Matrices micritiques du puits F.....	168
Figure 4.17 : Matrices micritiques du puits G.....	170
Figure 4.18 : Matrices micritiques du puits H.....	172
Figure 4.19. : Relations porosité, perméabilité, cristallométrie et luminescence des échantillons micritiques strictement microporeux du puits A (A) et du puits C (B)	175
Figure 4.20. : Mise en relation des données de perméabilité, PTR moyen, cristallométrie et luminescence des échantillons strictement microporeux.	176
Figure 4.21 : Relations entre cristallométrie des particules micritiques, perméabilité (A) et porosité (B) pour les échantillons strictement microporeux.....	178

Figure 4.22 : Synthèse des caractéristiques des trois grands types de distribution des PTR.....	179
Figure 4.23 : Evolution de la cristallométrie des puits C, F et A, en lien avec l'évolution de la saturation en eau (S_w) calculée pour chacun des puits	180
Figure 4.24: Distribution de la cristallométrie des micrites du réservoir par rapport à l'imprégnation en huile observée en carotte	181
Figure 4.25 : Mise en relation de la cristallométrie des micrites avec les données de GR du puits F.....	183
Figure 4.26. : <i>Box plot</i> illustrant la relation existant entre texture sédimentaire initiale et cristallométrie des micrites.....	184
Figure 4.27. <i>Box plot</i> illustrant la distribution des cristallométries pour chacun des faciès.....	185
Figure 4.28. : <i>Box plot</i> illustrant la distribution des cristallométries pour chacun des environnements de dépôt.....	186
Tableau 4.1. : Proportions des différentes morphologies et des différents types de contacts intercrystallins dans les micrites du champ Guiriel (tous les puits).....	147
Tableau 4.2. : Proportion des différentes morphologies de cristaux de micrites pour chaque puits étudié.....	148
Tableau 4.3. : Proportions de micrites fines et grossières pour chaque type de luminescence	158
Tableau 4.4. : Moyennes des données pétrophysiques pour les différents types de morphologie des particules micritiques observées (échantillons strictement microporeux).....	172
Tableau 4.5. : Moyennes des données pétrophysiques pour les différents types de contacts interparticulaires observés dans les matrices des échantillons strictement microporeux	172

Introduction et objectifs

Le chapitre précédent à mis en évidence une forte hétérogénéité pétrophysique au sein des sédiments du champ Guiriel et que cette hétérogénéité ne pouvait être complètement expliquée par les variations faciologiques ou texturales. Le Chapitre 2 portant sur la sédimentologie du champ, a aussi révélé que l'ensemble des sédiments contenait une proportion variable de matrice micritique. Dans les systèmes sédimentaires, la géométrie du réseau poreux est en partie contrainte par la forme et la taille des particules. En conséquence, il est légitime de se demander de quelle manière la matrice, et en particulier l'agencement des particules micritiques va influencer l'évolution des paramètres pétrophysiques. Les études portant sur la caractérisation péetrographique et pétrophysique de cette matrice micritique sont très rares, même pour d'autres réservoirs du Moyen-Orient et les travaux portant sur les matrices micritiques ne fournissent généralement que des gammes pétrophysiques associées aux variations morphologiques des micrites (Budd, 1989; Moshier, 1989b; Volery *et al.*, 2010b...). Les principaux objectifs de ce quatrième chapitre sont donc : (1) de proposer une classification actualisée des microtextures micritiques, basée sur l'observation d'échantillons provenant de différents réservoirs du Moyen-Orient; (2) de caractériser les principales variations péetrographiques des micrites du champ Guiriel (morphologie et taille des particules, luminescence de la matrice...), ainsi que leur distribution à l'échelle des puits et du réservoir; (3) l'un des principaux objectifs de ce quatrième chapitre sera de contraindre l'impact des paramètres de formes et de taille des particules micritiques sur l'hétérogénéité pétrophysique (porosité, perméabilité et rayons de seuils de pores) des carbonates du champ Guiriel. En particulier, le but sera de chercher les particularités de la matrice micritiques de sédiments localisés à l'ouest du réservoir, afin de contraindre le lien avec la formation du piège stratigraphique mis en évidence dans le Chapitre 3. Enfin, le quatrième objectif sera d'étudier l'impact des faciès et des environnements de dépôt sur les variations de la péetrographie des micrites du champ Guiriel.

1. Morphométrie des particules micritiques des séries enfouies : vers une nouvelle classification

1.1. Méthodes d'étude

1.1.1. Microstructure des matrices micritiques

L'observation de la structure des matrices micritiques nécessite l'utilisation d'outils optiques adaptés à l'étude de très petites particules, c'est pourquoi les observations en microscope électronique à balayage

(MEB) ont été privilégiées. Afin d'éliminer au maximum tout biais lié à l'hétérogénéité sédimentaire et pétrophysique du sédiment, les esquilles préparées pour le MEB ont été prélevées sur les chutes des *plugs* ayant servi aux mesures pétrophysiques (ces chutes de *plug* ont aussi été utilisées pour la confection des lames minces). Les esquilles MEB, sans attaque acide préalable, ont été métallisées à l'or puis observées grâce au MEB Leo 1450VP du CSTJF Total de Pau. Trois sites d'observations dispersés à la surface de l'échantillon ont été sélectionnés pour chacune des esquilles. Pour chacun des trois sites, une série de trois clichés minimum a été réalisée à divers grossissements (x2000, x5000, x10000). Ce protocole permet d'appréhender l'organisation globale des cristaux de micrite (grossissement x2000), la taille (2D) des particules (x5000), et leur morphologie (forme des grains et type de contact, x10000). L'utilisation du logiciel J.Microvision (Roudit, 2008) a permis de mesurer la taille en deux dimensions des cristaux de micrite qui approchera la longueur maximale (3D) des cristaux (Fig. 4.1). Afin d'avoir un échantillonnage représentatif, entre 500 et 2500 cristaux ont été mesurés pour chacune des images prises au grossissement x5000, ce qui représente plus de 200 000 particules micritiques mesurées pour cette étude.

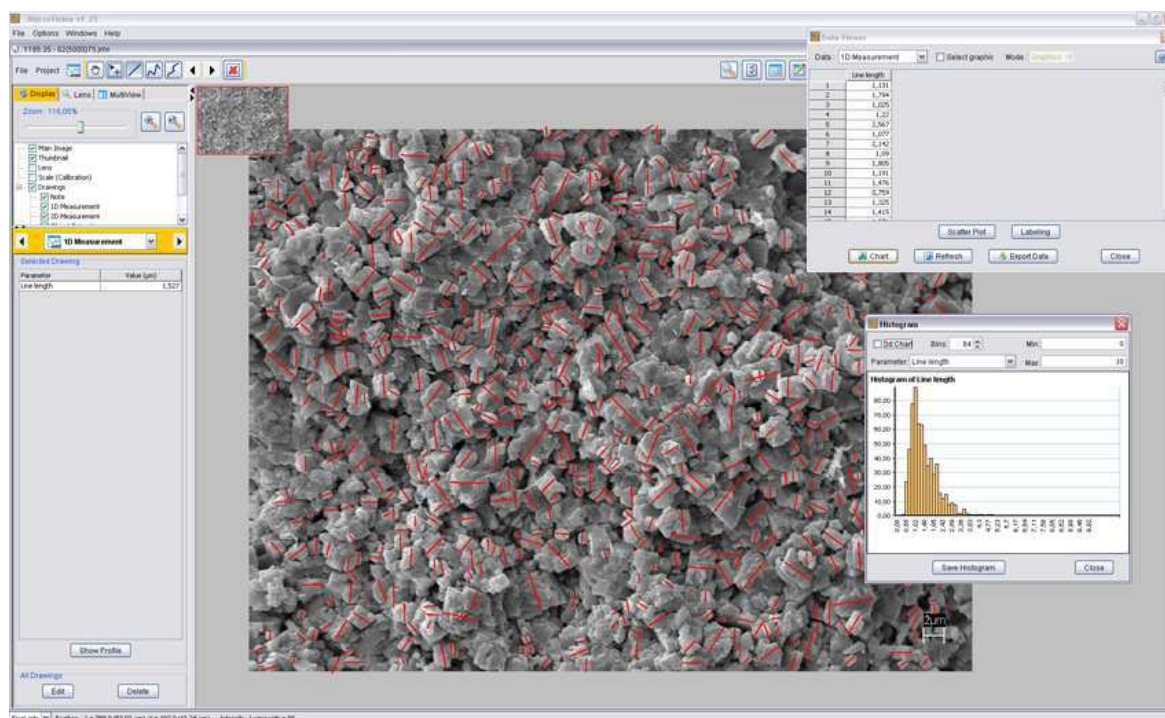


Figure 4.1. : Méthode de mesure de la cristallométrie des cristaux de micrites à l'aide du logiciel J.Microvision. Echantillon du puits C (10,5m bTMU).

Avantages et inconvénients de la méthode

Dans les précédentes études menées sur les carbonates microporeux (Lambert, 2004; Lambert *et al.*, 2006), l'observation et la mesure de la taille des particules micritiques s'effectuaient sur lame mince polie et recouverte de carbone. Cette méthode ne convenait ni à une analyse fine de la morphométrie des grains

de micrite, ni à une discrimination claire des particules micritiques accolées entre elles. Le choix de travailler sur des esquilles provenant directement de la chute de *plug* ayant servi à la pétrophysique permet, grâce à la bonne profondeur de champ du MEB, de mieux appréhender la forme réelle des particules, et d'avoir une première approche de la tortuosité du réseau poreux, ainsi que de la taille des micropores. Il ne s'agit toutefois pas d'acquisitions en 3D. Ici l'allongement maximum des particules est estimé par l'opérateur, il y a donc toujours un biais inhérent à la forme "vraie" du cristal mesuré qui ne peut être totalement visualisée, soit parce que l'allongement maximum de la particule n'est pas parallèle au plan du cliché, soit parce que la particule est partiellement masquée par une autre, située au-dessus.

Autres méthodes d'observation des particules

La microtomographie (μ CT-Scan, synchrotron...) est un outil extrêmement puissant pour l'observation à très haute résolution (inférieure au millimètre) du réseau poreux ou des particules (e.g. Coles *et al.*, 1998; Jones *et al.*, 2007; Remeysen & Swennen, 2008; Long *et al.*, 2009). Cette technique permet d'obtenir une image 3D de l'espace poral d'un échantillon et de son volume solide. Les inconvénients de cette méthode sont pourtant multiples : accès, coût, quantité de données récupérées...

Une méthode de séparation des particules très fines a été développée par Minoletti *et al.* (2005) et utilisée par Turpin *et al.* (*in press*) pour l'étude de la fraction fine ($<20\mu\text{m}$) des carbonates provenant des Bahamas. Dans cette méthode, l'échantillon est désagréé et mis en suspension dans un bac à ultrasons, puis tamisé et filtré de façon à obtenir plusieurs classes granulométriques (voir Turpin *et al.*, *in press*, pour la méthode complète). Cette technique est particulièrement efficace pour l'observation des différents composants de la matrice des sédiments (matrice, microfossiles...). La séparation des différentes particules permet surtout de mieux appréhender la forme réelle des grains. Cependant la limite à $3\mu\text{m}$ pour la séparation granulométrique ne fait pas de cette méthode un outil adéquat à l'étude des matrices micritiques, composées de cristaux de taille bien inférieure à $3\mu\text{m}$.

1.1.2. Luminescence des matrices micritiques

Durant l'observation des lames minces à l'aide de la cathodoluminescence (CL), un temps d'acquisition et un traitement d'image identiques ont été appliqués à chaque prise de vue de façon à pouvoir comparer au mieux les intensités de luminescence des matrices micritiques (analyse semi-quantitative). La luminescence des micrites a été quantifiée sur des extraits de clichés CL de 200 pixels par 200 pixels, grâce au logiciel Photoshop. La valeur de luminescence est donnée par la valeur moyenne de la

luminosité indiquée par la couche L du mode Lab. Les valeurs obtenues seront exprimées en Li (pour *Luminescence index*).

1.2. Morphométrie des micrites : définitions et état des connaissances

1.2.1. Cristallométrie : un paramètre souvent négligé

Depuis la classification proposée par Folk (1962), les micrites ont souvent été définies comme des groupes de particules calcitiques ayant une taille inférieure à 4µm, les cristaux de taille supérieure étant assimilés aux micro-sparites. Dans ce travail, une subdivision plus adaptée aux matrices micritiques est définit :

- Micrites fines : 0,1µm – 2µm
- Micrites grossières : 2µm – 4µm
- Micrites très grossières : 4 – 10µm

La cristallométrie est ici définie comme la médiane de l'allongement maximum des particules mesurées sur les images MEB au grossissement $\times 5000$. La distribution de la taille des particules étant généralement normale, mais non symétrique, la valeur de la médiane (représentant 50% du jeu de données) à été préférée à la moyenne, beaucoup plus sensible à la présence de valeurs extrêmes isolées et non représentatives de la distribution. Associés à la médiane, les quartiles Q1 et Q3 (représentant respectivement 25% et 75% du jeu de données) sont ici utilisés pour évaluer la dispersion des tailles de cristaux au sein d'un même échantillon. L'espace interquartile (valeur Q3 – Q1 notée) est donc un bon indicateur de l'homogénéité de la distribution (plus la valeur augmente plus l'échantillon présente une cristallométrie hétérogène). Le terme "tri granulométrique" ou "*sorting*" n'a pas été utilisé dans ce travail puisqu'il sous-entend une notion de transport et d'hydrodynamisme.

La cristallométrie est un paramètre morphométrique généralement peu exploité dans les diverses publications portant sur les matrices micritiques, les auteurs se limitant souvent à donner une gamme de tailles de cristaux (e.g. Moshier, 1989b, Cantrell & Hagerty, 1999; Cox *et al.*, 2010...).

1.2.2. La morphologie

La forme des particules micritiques est le paramètre morphométrique le plus exploité par les différents auteurs (voir le Tableau 1 de l'article *in press* présenté dans le Chapitre 7). Ainsi, depuis les premières

études de Friedman (1964) et de Loreau (1972), de nombreuses classifications des microparticules calcitiques ont été proposées pour les calcaires micritiques anciens et les calcites expérimentales (García-Carmona *et al.*, 2003; Domingo *et al.*, 2004), classifications essentiellement basées sur la morphologie des cristaux.

Cependant, la morphologie recouvre deux paramètres distincts : la forme des cristaux de micrites, et le type de contacts intercrystallins. La forme des cristaux va essentiellement dépendre de l'arrondi des cristaux et de la présence de faces bien exprimées. Les contacts intercrystallins vont quant à eux contrôler la géométrie du réseau microporeux.

1.2.3. Principales classifications existantes

Des classifications morphologiques des matrices micritiques (partiellement liées à la porosité et à la perméabilité des faciès boueux) observées dans les réservoirs crétacés du Moyen-Orient ont été proposées par exemple par Moshier (1989a,b), Budd (1989), et Lambert *et al.* (2006). Cette dernière classification va être brièvement décrite, ainsi que celle proposée par Volery *et al.* (2010b) dans l'Urgonien du Jura.

● Lambert *et al.* (2006)

Reprenant la première classification de Loreau (1972), celle proposée par Lambert *et al.* (2006) est essentiellement basée sur l'observation d'échantillons provenant du Jurassique et du Crétacé du Moyen-Orient. Dans l'étude de Lambert (2004), le terme nanostructure est proposé pour englober la morphologie des particules et les contacts intercrystallins. Trois nanostructures ont alors été mises en évidence (Fig. 4.2) :

- Micrites arrondies : les particules micritiques ne montrent pas beaucoup de faces planes (cristaux euhédraux à subhédraux) et les contacts intercrystallins sont généralement punctiques (très petite zone de contact entre les particules), permettant ainsi le développement d'un important réseau méso à microporeux.

- Micrites micro-rhombiques : les cristaux de calcite sont euhédraux avec des faces planes et des arêtes bien nettes, et parfois subhédraux, avec des contacts intercrystallins punctiques à faciaux. Les micropores sont bien connectés.

- Micrites anhédras compactes : Les cristaux sont anhédras à amiboïdes, et les contacts intercrystallins sont serrés à coalescents. Les contacts coalescents réduisent considérablement l'espace poral, formant des niveaux compacts.



Figure 4.2. : Classification des nanostructures micritiques proposée par Lambert *et al.* (2006).

Lambert (2004) indique que ces nanostructures ainsi que leurs intermédiaires peuvent cohabiter dans les échantillons.

● Volery *et al.* (2010b)

La classification publiée plus récemment par Volery *et al.* (2010) se concentre sur les différents contacts intercrystallins et prend peu en compte la morphologie des cristaux (Fig. 4.3).

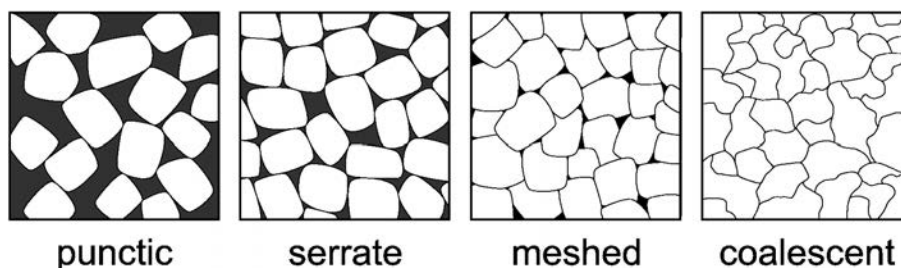


Figure 4.3. Classification des types de contacts intercrystallins dans les micrites selon Volery *et al.* (2010b)

1.3. Une nouvelle classification pour les micrites mésozoïques du Moyen-Orient.

Dans ce travail, une nouvelle classification est proposée pour les carbonates microporeux du Moyen-Orient (Fig. 4.4). Elle fait suite à l'observation d'échantillons microporeux provenant de différents réservoirs et formations crétacées du Golfe persique (Habshan des Emirats Arabes Unis, Mishrif d'Irak et du Qatar - voir Chapitre 7). Grâce à de nouvelles observations, cette nouvelle classification met à jour la classification de Lambert *et al.* (2006). Fondée sur les variations de morphologie des cristaux et des types

de contacts intercrystallins, elle permet notamment la distinction entre les micrites poreuses et les micrites denses, très peu poreuses. Six microtextures différentes y sont distinguées :

Micrites poreuses

(1) Les *micrites arrondies* correspondent à des cristaux anhétraux à subhétraux, aux faces convexes et avec des arêtes très émoussées. Du fait de la morphologie très arrondie des cristaux les contacts entre les grains sont généralement punctiques à légèrement coalescents.

(2) La *microtexture sub-arrondie* est aussi composée par des cristaux subhétraux à anhétraux. Les arêtes cristallines peuvent être émoussées et les faces sont planes à légèrement convexes. Les contacts intercrystallins sont punctiques à partiellement coalescents.

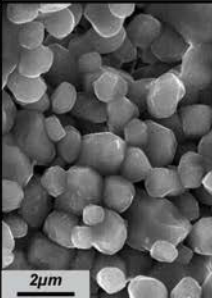
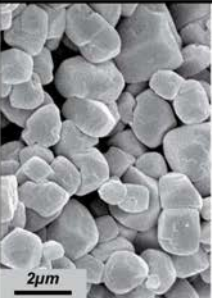


(3) Les *micrites scaléno-rhombohétrales* sont essentiellement constituées par des cristaux allongés, avec un rapport longueur/largeur proche de 2. Les cristaux ont une forme scalénohétrale à scaléno-rhombohétrale et présentent un grand nombre de faces aux arêtes bien formées. La plupart des contacts sont faciaux à partiellement coalescents.

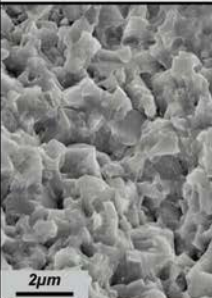
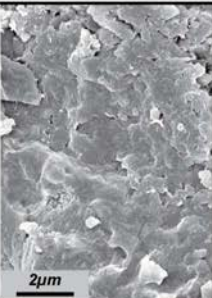
(4) La *microtexture micro-rhombique à polyhétrale* montre des cristaux euhétraux avec des arêtes non émoussées séparant six à douze faces cristallines planes. Les contacts sont punctiques à coalescents. Cette microtexture correspond à la "*porous crystal mosaic*" proposée par Moshier (1989b) et surtout aux "*microrhombic calcites*" observées par Budd (1989) dans les carbonates microporeux de la Formation Shuaiba aux Emirats Arabes Unis.

Ces microtextures sont toutes caractérisées par un réseau microporeux plus ou moins développé en fonction du niveau de coalescence des particules micritiques et dans lequel les micropores intercrystallins sont toujours relativement bien connectés.

Micrites denses (*tight*)

(5) Les *micrites anhétrales compactes* sont composées par de cristaux polyhétraux à anhétraux dont les contacts sont bien visibles mais totalement coalescents, entraînant un espace intercrystallin très réduit (Lambert *et al.*, 2006). Cette microtexture est définie par Moshier (1989b) par les termes "*non porous-crystal mosaic texture*" et correspond aussi à la microtexture coalescente de Volery *et al.* (2010b).

Porous Micrites				
	Rounded	Subrounded	Scaleno-Rhombohedral	Micro-rhombic / Polyhedral
S.E.M.				
Crystal shape	Anhedral / Subhedral / Roundness	Subhedral	Scaleno-hedral / Scaleno-rhombohedral	Euhedral / Rhombic
Inter-Crystalline Contacts	Punctic / Partially coalescent			

Tight Micrites		
	Anhedral compact	Fused
S.E.M.		
Crystal shape	Subhedral / Anhedral	Anhedral
Inter-Crystalline Contacts	Fully coalescent but distinct	Fused - Mostly indistinct

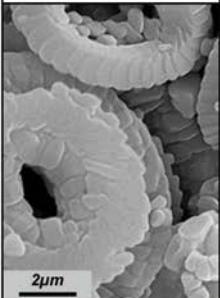
Chalk

Coccolites & Euhedral to subhedral grains
Punctic to Partially coalescent

Figure 4.4. : Classification des microtextures micritiques.

(6) Les *micrites fusionnées* ne comportent que des cristaux intégralement coalescents avec des contacts intercrystallins difficilement discernables. Leur porosité est évidemment très faible, proche de zéro. Les calcaires micritiques ayant cette microtexture présentent fréquemment une fracture conchoïdale. Cette microtexture s'approche des fabriques coalescentes observées par Richard *et al.* (2002) et Richard (2008), ainsi que des "micrites anhétrales compactes" étudiées par Fournier & Borgomano (2009).

Ces deux dernières microtextures sont associées à des matrices micritiques extrêmement peu poreuses et perméables. Elles sont souvent observées dans les niveaux inter-réservoirs et dans les calcaires denses interstratifiés dans les couvertures marneuses.

Des nano-bioclastes sont parfois observés au sein de ces matrices micritiques. Cependant ceux qui sont indubitablement reconnaissables ne forment au maximum que 5% du volume des sédiments. Les craies *sensu-stricto* sont donc absentes des sédiments observés dans cette étude. Cependant, les craies sont des réservoirs importants à l'échelle du globe, et en particulier en Mer du Nord (Hjuler & Fabricius, 2009). Afin d'être le plus exhaustif possible, les craies sont donc intégrées dans la nouvelle classification des matrices micritiques (Fig. 4.4) mais non décrites en détail.

2. Les micrites du champ Guiriel

2.1. Morphologie

Dans le réservoir Mishrif du champ Guiriel les micrites scaléno-rhomboédrales et toutes les micrites compactes et fusionnées sont absentes. Les microtextures les plus abondantes sont les formes sub-arrondies et sub-arrondies à euhédrales (environ 70% des échantillons), tandis que les morphologies très arrondies sont quasiment absentes (Tableau 4.1).

Morphology	Rounded	0.4% (n=1)
	Rounded / Sub-Rounded	18.5% (n=50)
	Sub-Rounded	33.7% (n=91)
	Sub-Rounded / Euhedral	38.1% (n=103)
	Euhedral	8.9% (n=24)
	Anhedral	0.4% (n=1)
Contacts	Punctic / Sub-punctic	0.6% (n=2)
	Sub-punctic	20% (n=54)
	Sub-punctic / Facial	46.7% (n=126)
	Facial	32.2% (n=87)
	Facial / Coalescent	0.4% (n=1)
	Coalescent	-

Tableau 4.1. : Proportions des différentes morphologies et des différents types de contacts intercrystallins dans les micrites du champ Guiriel (tous les puits).

De la même manière, les contacts intercrystallins dominants sont sub-punctiques et sub-punctiques à faciaux (environ 60% des échantillons). Comme attendu en l'absence de microtextures très peu poreuses de type anhédrales compactes et fusionnées, les contacts strictement coalescents sont absents.

La prédominance des micrites sub-arrondies à euhédrales est particulièrement visible dans le puits C où ces deux microtextures représentent environ 95% des échantillons (Tableau 4.2). Un seul puits montre des micrites très arrondies (puits E), et seuls les échantillons du puits D n'ont pas de vraies micrites euhédrales.

	A	B	H	C	D	E	F	G
Rounded	-	-	-	-	-	6.3%	-	-
Rounded / Sub-Rounded	5.0%	29.4%	40.0%	-	16.7%	12.5%	26.1%	2.5%
Sub-rounded	20.0%	23.5%	6.7%	6.5%	25.0%	62.5%	43.7%	37.5%
Sub-Rounded / Euhedral	50.0%	41.2%	40.0%	61.3%	58.3%	12.5%	26.9%	55%
Euhedral	25.0%	5.9%	13.3%	32.3%		6.3%	3.4%	5%
Anhedral	-	-	-	-	-	-	-	-
n	20	17	15	31	12	16	119	40

Tableau 4.2. : Proportion des différentes morphologies de cristaux de micrites pour chaque puits étudié.

2.2. Cristallométrie des micrites

La cristallométrie des particules micritiques mesurée sur l'ensemble des 270 échantillons oscille entre 1 et 3,98 μm . Leur distribution (Fig. 4.5) est nettement asymétrique, et montre que 50% des matrices ont une cristallométrie comprise entre 1,7 et 2,45 μm .

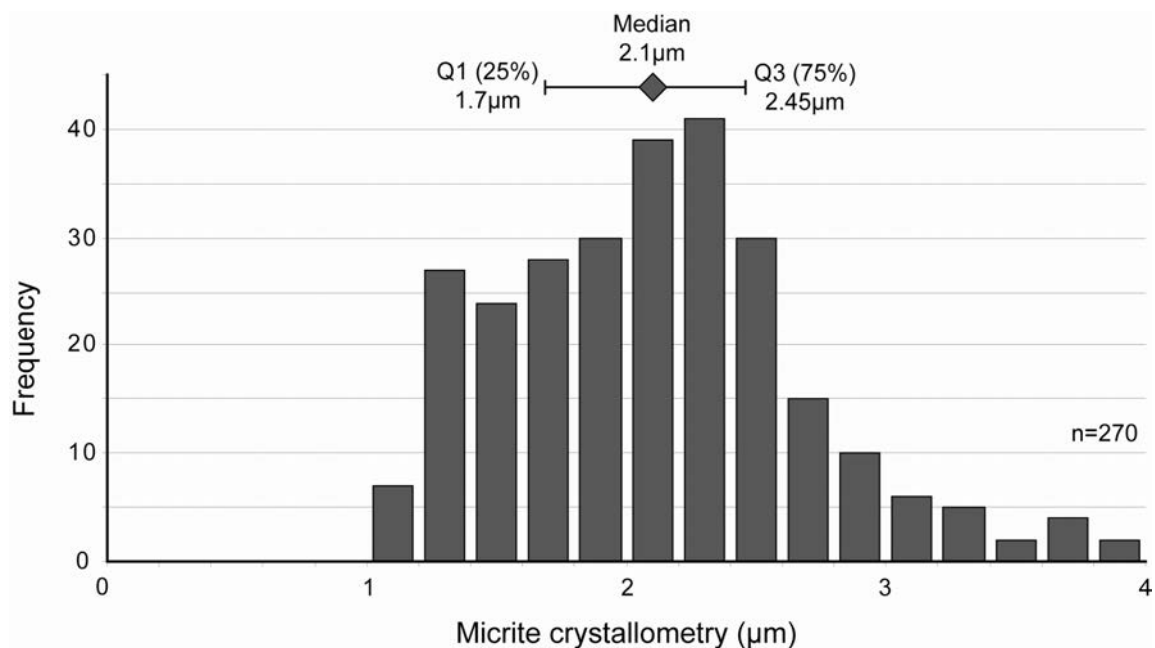


Figure 4.5. : Distribution de la cristallométrie des 270 échantillons du champ Guiriel.

Cette distribution met surtout en lumière que les micrites fines (inférieures à 2 μ m) et grossières (supérieures à 2 μ m) sont également réparties (médiane à 2,1 μ m). Dans le champ Guiriel, les micrites ayant des cristallométries comprises entre 3 et 4 μ m sont relativement peu observées (7% des échantillons), les micrites très grossières (cristallométries comprises entre 4 et 10 μ m) étant absentes.

2.3. Variabilité verticale

La variabilité verticale de la cristallométrie des micrites du champ Guiriel est présentée pour quatre puits (Fig. 4.6). Pour plus de simplicité dans la description, mais aussi parce qu'aucune donnée sur les micrites n'est disponible dans la zone située entre la TMU et le sommet de la carotte, les profondeurs des différents intervalles proposés seront exprimées en mètres depuis le sommet de la carotte.

2.3.1. Puits C

Les variations morphométriques observées sur ce puits permettent d'identifier deux intervalles distincts.

● Intervalle 1 (0 à 4 mètres)

Cet intervalle de 4 mètres d'épaisseur correspond essentiellement à des micrites grossières sub-arrondies avec une cristallométrie moyenne proche de 2,2 μ m. Les deux échantillons supérieurs correspondent à des dépôts de tempêtes, riches en gros débris de rudistes, tandis que les deux autres correspondent à des sédiments boueux de la plate-forme interne. Cet intervalle est très partiellement imprégné par des hydrocarbures (Fig. 4.6).

● Intervalle 2 (4 à 46 mètres)

La limite entre les deux intervalles du puits C est marquée par un changement drastique de la cristallométrie, passant de 2,3 μ m à 1,3 μ m en moins d'un mètre (Fig. 4.6). L'intervalle 2 (épais d'environ 40 mètres) correspond à une épaisse zone à eau (aquifère) et est composé de sédiments boueux déposés dans des environnements de faible énergie. Les micrites sont essentiellement polyédrales à sub-arrondies. La cristallométrie est toujours fine (1,4 μ m de moyenne) et homogène. Les textures observées sont des mudstones-wackestones avec de très fins niveaux de packstones intercalés.

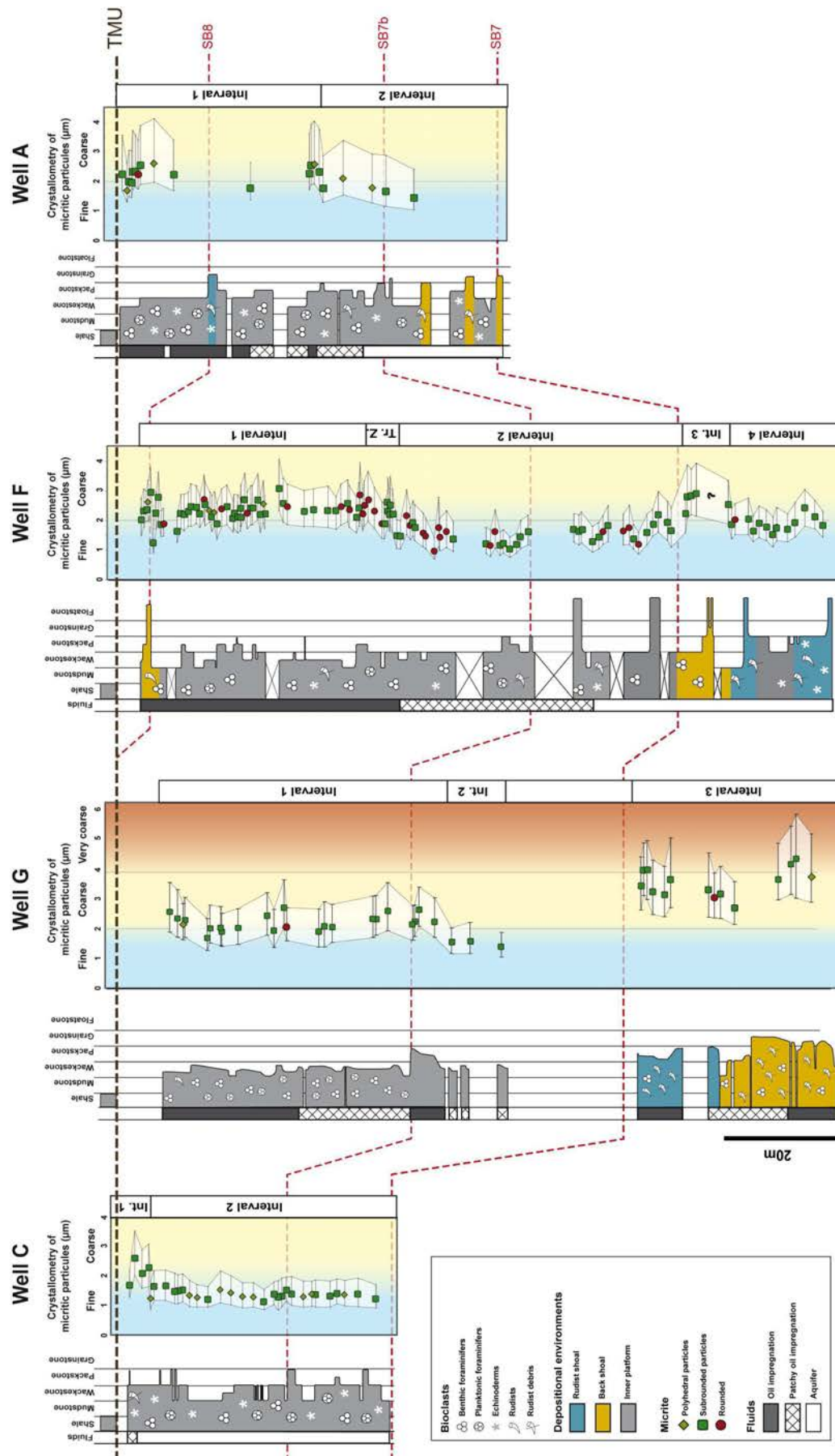


Figure 4.6. : Variabilité verticale de la morphométrie des micrites des puits C, G, F et A du champ Guiriel.

Cet intervalle correspond aussi à une forte concentration de liserés argileux en carotte, et à des proportions de résidus insolubles pouvant dépasser les 5%. Les très faibles variations de la cristallométrie peuvent être localement liées aux variations (même limitées) des textures sédimentaires initiales (par exemple, sous la limite SB7bis, les micrites augmentent légèrement en taille dans un niveau à texture packstone). La comparaison entre la cristallométrie et l'observation des lames minces semble aussi indiquer que la taille des particules de micrite augmente quand les proportions de ciments calcitiques augmentent.

2.3.2. Puits G

Pour ce puits, le lien entre l'imprégnation en huile des carottes et les variations de cristallométrie des micrites est illustré dans la figure 4.7. Trois intervalles sont définis pour ce puits.

● Intervalle 1 (0 à 49 mètres)

Cet intervalle épais (environ 50 mètres) correspond à la zone à huile principale de ce puits (Fig. 4.6). Il présente essentiellement des micrites sub-arrondies à polyédrales avec des cristallométries grossières (80% des échantillons ont des cristallométries supérieures à 2 μ m). La mise en parallèle des changements de cristallométrie et des paramètres sédimentaires est rendu mal aisée à cause des variations limitées de la texture et des environnements de dépôt. Cependant, comme dans le puits C, la mise en place de packstones bioclastiques sous la limite SB7bis est associée à une augmentation de la cristallométrie des particules micritiques (Fig. 4.6).

● Intervalle 2 (49 à 60 mètres)

Cet intervalle peu épais (11 mètres) présente une imprégnation en huile discontinue. Les micrites sont sub-arrondies avec des cristallométries fines et homogènes correspondant à des wackestones déposés en milieu subtidal protégé.

Une épaisse zone de non-récupération de la carotte (22 mètres) sépare les intervalles 2 et 3, empêchant une observation continue de la série (Fig. 4.6).

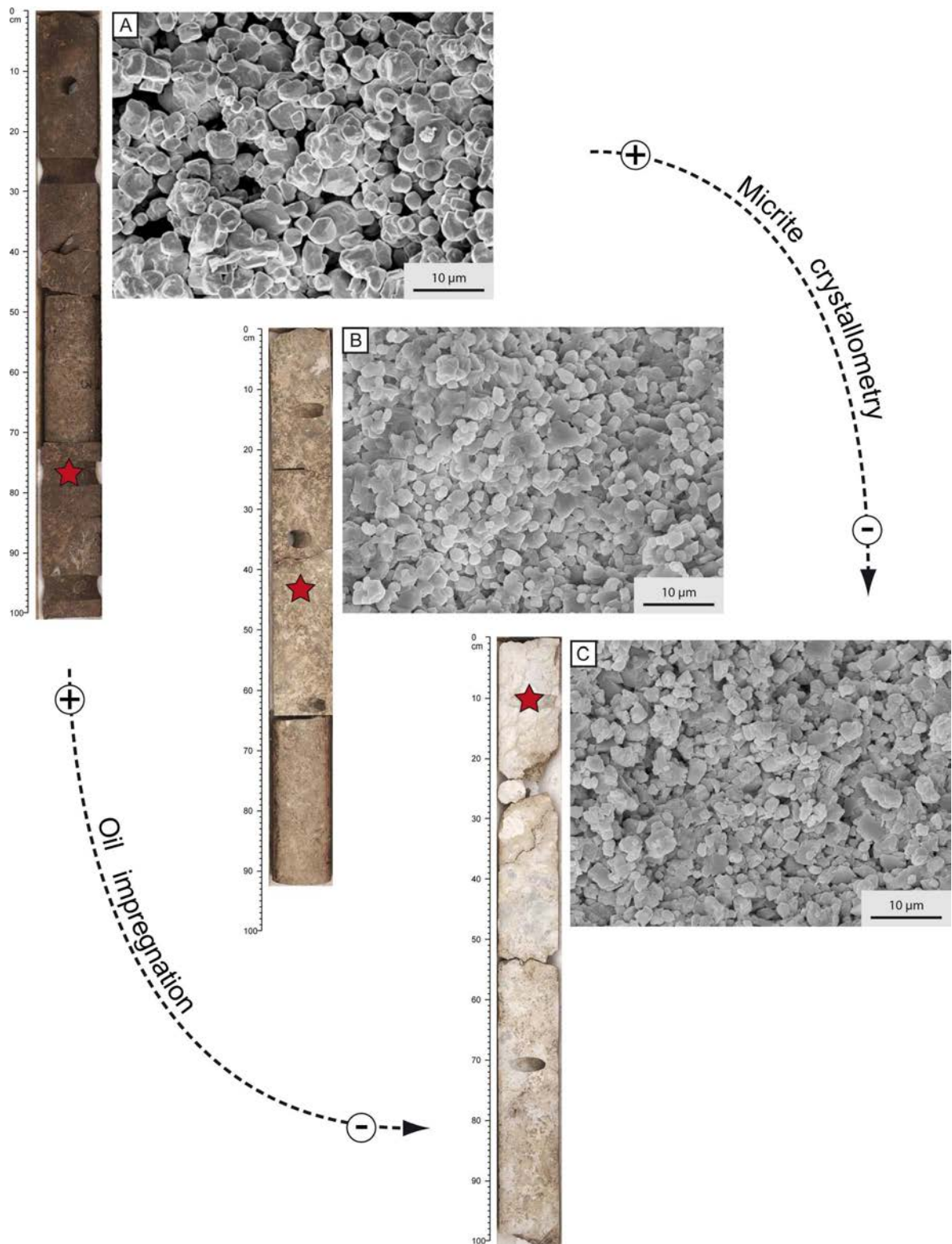


Figure 4.7. Aspect de la matrice micritique en regard de l'imprégnation de la carotte du puits G. (A) 87,7m bTMU, cristallométrie 3,64µm; (B) 8,4m bTMU, cristallométrie 2,15µm; (C) 24,1m bTMU, cristallométrie 1,79µm. Les matrices observées sont sub-arrondies à légèrement polyédrales. Les étoiles donnent la position de l'échantillon.

● Intervalle 3 (82 à 117 mètres)

Cet intervalle inférieur (environ 35 mètres) présente une bonne imprégnation en huile et est essentiellement composé par des sédiments déposés en domaine de *shoals* et de bordure de *shoals*. Les micrites sont sub-arrondies à polyédrales et les cristallométries mesurées sont les plus grosses et les plus hétérogènes du réservoir, avec des échantillons très proches des 4µm (Fig. 4.7A). La transition très rapide observée dans la cristallométrie des micrites vers des tailles plus grandes au passage des sédiments de plate-forme interne boueuse vers des *shoals* bioclastiques indique ici un lien bien marqué entre environnements de dépôt et cristallométrie des micrites.

2.3.3. Puits F.

Le puits F est celui où les variations de la cristallométrie et de la morphologie sont les plus visibles, du fait d'un échantillonnage très serré. Sur la base de ces variations quatre intervalles peuvent être décrits.

● Intervalle 1 (0 à 45 mètres)

Cet intervalle est épais d'environ 45 mètres et correspond à une zone totalement imprégnée en huile (Fig. 4.6). La grande majorité des micrites y ont des cristallométries grossières (89% des échantillons supérieurs à 2µm). La plupart des particules sont sub-arrondies, mais des niveaux riches en micrites arrondies ou polyédrales (entre 5 et 10 mètres d'épaisseur) sont reconnus. Des relations entre la cristallométrie, les faciès et les milieux de dépôt sont surtout perceptibles au sommet de la carotte où les micrites les plus grossières sont associées à des floatstones à rudistes de bordure de *shoals*. La base de l'intervalle correspond à une zone de transition où les particules micritiques sont arrondies et grossières, passant progressivement vers le bas à des particules plus fines et sub-arrondies.

● Intervalle 2 (51 à 101 mètres)

Ce second intervalle est très épais (environ 50 mètres) et correspond à toute la zone à imprégnation discontinue et à la partie supérieure de l'aquifère. 95% des micrites ont des cristallométries inférieures à 2µm. Le sommet de cette zone est essentiellement constitué par des micrites arrondies (Fig. 4.6). Les variations verticales des environnements de dépôt sont peu marquées mais les micrites ont tendance à être plus grosses dans les sédiments plus grossiers (floatstones...).

● Intervalle 3 (101 à 109 mètres)

Cet intervalle de la zone à eau est peu épais (environ 8 mètres) et composé de sédiments relativement grossiers déposés en bordure de *shoal* bioclastique (Fig. 4.6). Les micrites ont toutes une morphologie sub-arrondie et sont parmi les plus grossières et les plus hétérogènes mesurées sur ce puits (cristallométrie toujours supérieure à 2,5µm).

● Intervalle 4 (109 à 125 mètres)

L'intervalle basal (toujours dans la zone à eau) est épais d'environ 16 mètres. Les micrites sont surtout sub-arrondies, avec des cristallométries fines (76,5% des échantillons inférieurs à 2µm) et homogènes. Dans cet intervalle, les variations de la cristallométrie sont partiellement liées aux variations du milieu de dépôt, les micrites les plus fines étant circonscrites aux sédiments déposés en domaine de plate-forme protégée.

2.3.4. Puits A

Les variations de la cristallométrie des micrites du puits A sont présentées dans ce paragraphe car il s'agit du seul puits où les sédiments de la paraséquence PS9 (entre la TMU et la limite SB8 – Fig. 4.6) ont pu être investigués de façon fine. Deux intervalles ont pu être distingués sur ce forage.

● Intervalle 1 (0 à 39 mètres)

Les sédiments de cet intervalle épais (environ 40 mètres) se sont essentiellement déposés dans un milieu subtidal protégé. Les particules micritiques y sont majoritairement sub-arrondies à polyhédrales, avec des cristallométries grossières (75% des échantillons supérieurs à 2µm). Cet intervalle correspond à la zone à huile principale du puits qui est donc là encore associée à des micrites grossières (Fig. 4.6). Une épaisse zone n'a pas été étudiée en raison de l'état de la carotte (zone de déblais, sans données de perméabilités).

● Intervalle 2 (39 à 70 mètres)

La transition entre les intervalles 1 et 2 est marquée par un changement important de la cristallométrie (passage de 2,35µm à 1,75µm) mais n'est marquée par aucun changement faciologique. Dans la partie

inférieure du forage, les rares échantillons étudiés présentent des micrites sub-arrondies à polyédrales, ayant des cristallométries relativement fines ($1,75\mu\text{m}$ en moyenne), associées à une zone faiblement imprégnée en huile (Fig. 4.6).

2.4. Dispersion cristallométrique

La distribution des tailles de particules micritiques mesurées pour chaque échantillon (entre 0 et $10\mu\text{m}$) est toujours unimodale (Fig. 4.8). Comme la valeur de l'écart interquartile ($Q3-Q1$), les courbes de distribution de la cristallométrie sont de bonnes indicatrices de l'hétérogénéité de la cristallométrie des micrites pour chaque échantillon. La Figure 4.8 met en exergue les différences de dispersion visibles pour les micrites grossières (Fig. 4.8A) et les micrites fines (Fig. 4.8B). Les courbes de dispersion sont majoritairement asymétriques, avec la majorité des tailles inférieures à $4\mu\text{m}$.

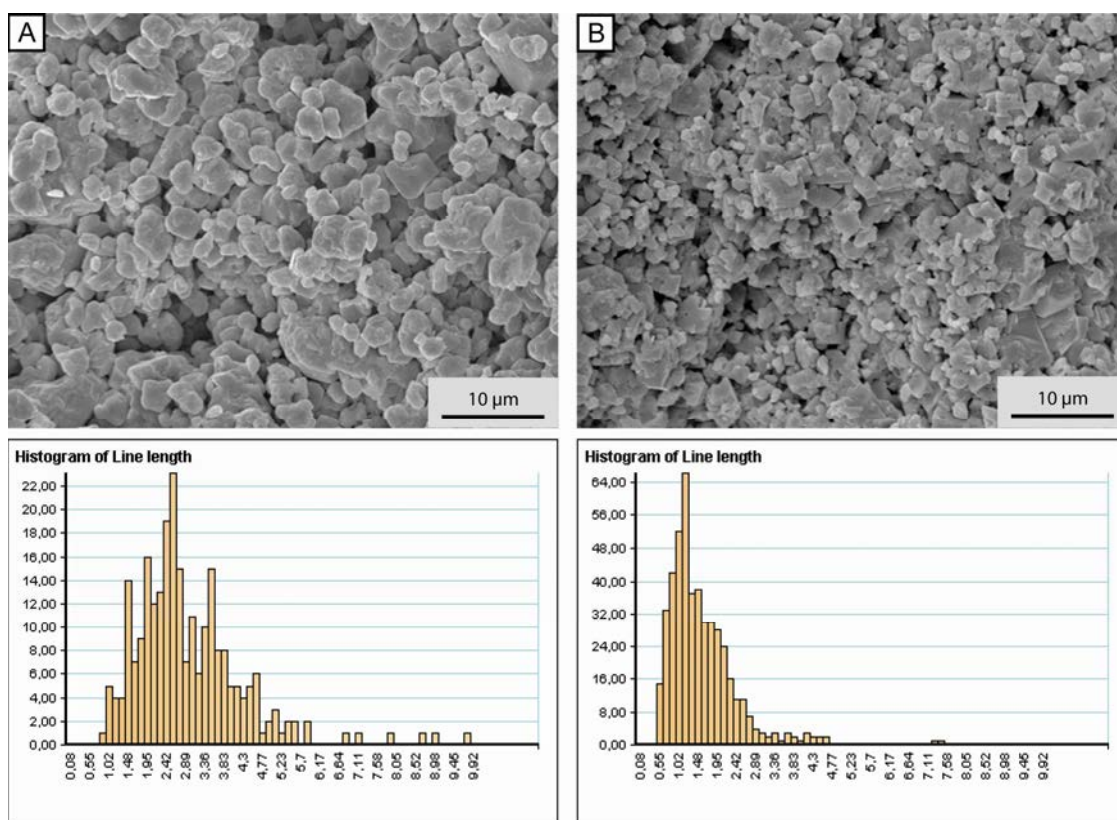


Figure 4.8 : (A) Echantillon de micrite grossière observé au MEB et dispersion de la cristallométrie (Puits F – 100 mètres sous la TMU). (B) Echantillon de micrite fine observé au MEB et dispersion de la cristallométrie (Puits C – 10,5 mètres sous la TMU).

Le suivi vertical des cristallométries, par exemple sur le puits F (Fig. 4.6), montre clairement que les micrites grossières ont des dispersions élevées, tandis que les micrites fines ont des dispersions plus

réduites. Cette relation est également illustrée par la Figure 4.9 qui intègre la totalité des échantillons du champ Guiriel et qui montre que la dispersion cristallométrique augmente lorsque la cristallométrie augmente. Les micrites les plus grossières sont donc les plus hétérogènes en termes de cristallométrie. Une telle relation était déjà connue pour les sédiments plus grossiers (Melzer & Budd, 2008), elle est ici étendue pour les sédiments micritiques.

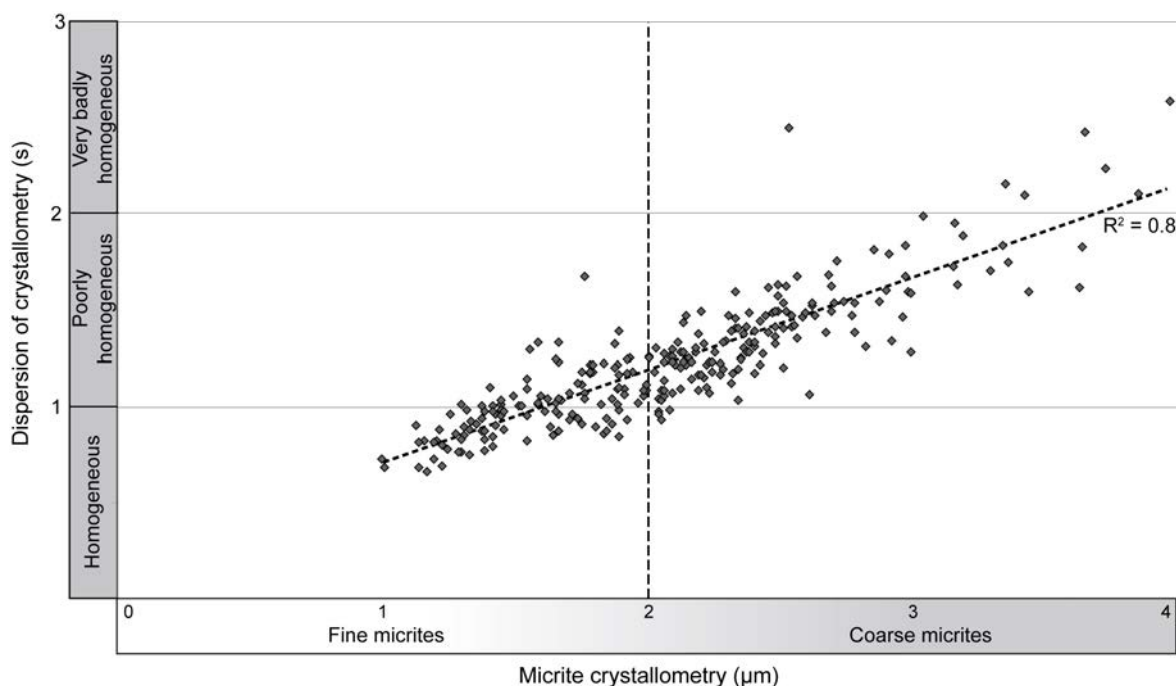


Figure 4.9 : Relation entre cristallométrie des particules micritiques et dispersion cristallométrique (valeurs Q3-Q1) pour l'ensemble des échantillons du champ Guiriel.

2.5. Luminescence des micrites

L'observation des lames minces en cathodoluminescence a montré d'importantes variations de l'intensité de la luminescence des matrices micritiques. Cette luminescence est en grande partie liée à l'incorporation du manganèse et du fer dans le réseau cristallin de la calcite (Richter *et al.*, 2003). Les variations de la luminescence des matrices micritiques ne sont pas spécifiques au champ Guiriel, elles ont par exemple été documentées pour des micrites lacustres du Miocène d'Espagne (Wright *et al.*, 1997) ou pour les sédiments pélagiques du Jurassique supérieur du Bassin Vocontien (de Rafélis *et al.*, 2000), mais elles sont rarement illustrées, quantifiées et expliquées. Dans ce chapitre, la luminescence est utilisée comme un paramètre descriptif des matrices micritiques. L'explication des variations de la luminescence sera donnée en lien avec l'évolution diagénétique du champ, dans le Chapitre 5.

Suivant la méthode analytique expliquée au début du chapitre, une échelle de la luminescence des micrites (illustrée en Fig.4.10) a pu être mise en place. Trois pôles de cathodoluminescence ont été

reconnus : les micrites peu luminescentes (*poorly luminescent*, comprises entre 0 et 50Li), les micrites modérément luminescentes (*dull*, entre 50 et 80Li), et les micrites très luminescentes (*highly luminescent*) présentant des luminescences supérieures à 80Li.

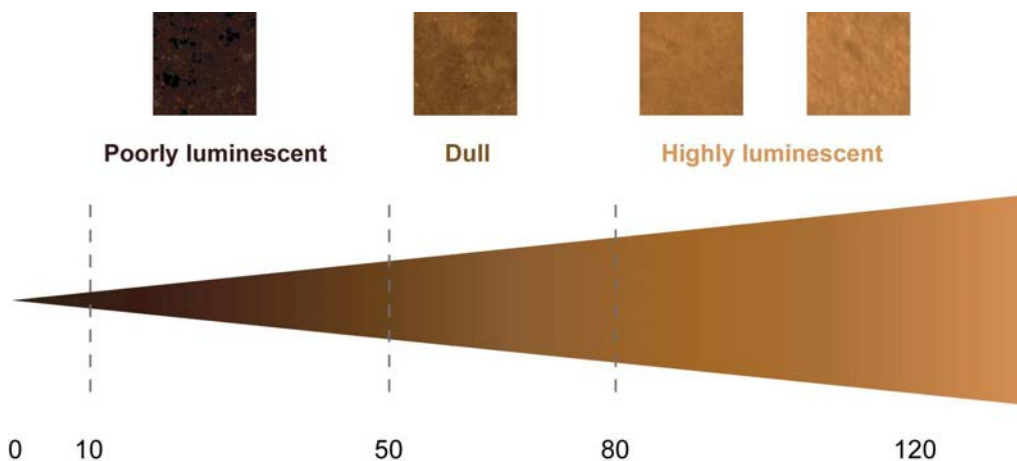


Figure 4.10. : Echelle de luminescence des sédiments micritiques.

NB : La luminescence de la matrice micritique est liée à la luminescence des cristaux de calcite, mais aussi à la luminescence intrinsèque de la résine utilisée pour consolider les échantillons lors de la confection des lames minces. Cette résine a une luminescence très faible (entre 20 et 30Li selon l'intensité du bombardement à la cathodoluminescence). Dans le cas des matrices les plus poreuses, la présence de la résine entre les particules peut localement biaiser le signal. Ce biais a été minimisé lors de la sélection des zones à analyser en essayant de réduire au maximum la présence de résine.

Les micrites modérément et peu luminescentes sont les plus nombreuses (respectivement 46% et 42% des échantillons), alors que les micrites très luminescentes sont assez peu représentées (12% des données). Comparée aux données cristallométriques (Fig. 4.11 et Tableau 4.3), la luminescence des micrites montre différents comportements et ce malgré une variabilité parfois élevée:

- Environ 75% des micrites peu luminescentes ont des cristallométries supérieures à 2 μ m.
- Près de 75% des micrites modérément luminescentes sont formées par des particules fines, inférieures à 2 μ m.
- 95% des micrites luminescentes sont des micrites fines (cristallométrie inférieure à 2 μ m).
- Les micrites modérément et très luminescentes présentent de très fortes proportions de micrites fines, (Fig. 4.12A) et présentent par conséquent un fort recouvrement en termes de cristallométrie (Fig. 4.12B).

En termes de cristallométrie, les micrites modérément et très luminescentes peuvent être regroupées (voir Annexes 4.1) et sont statistiquement différentes des micrites peu luminescentes.

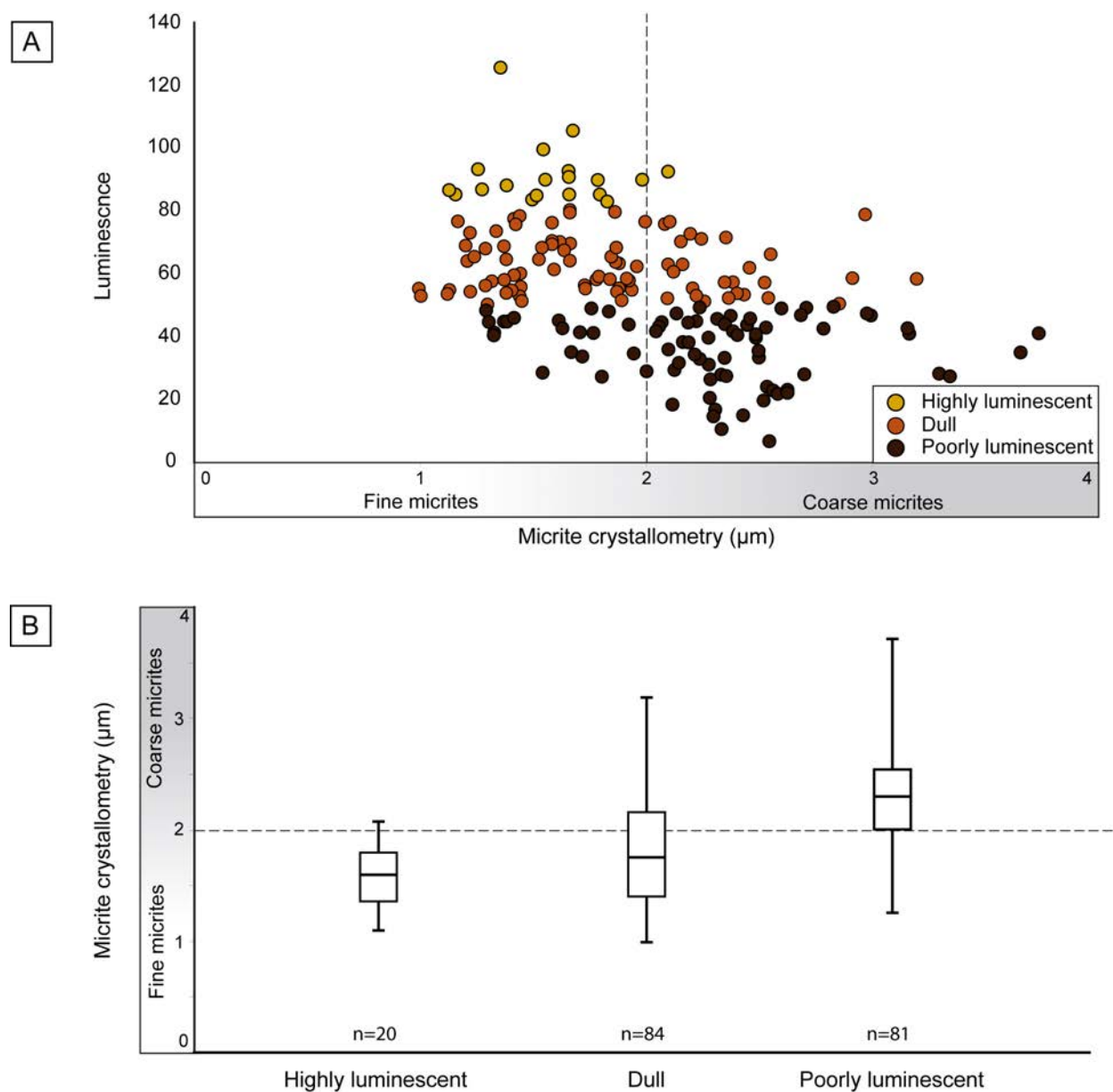


Figure 4.11. : Relations entre cristallométrie des particules micritiques et leur luminescence.

	Fine micrites (< 2μm)	Coarse micrites (> 2μm)	n
Poorly luminescent	27.1%	72.9%	81
Dull	73.7%	26.31%	84
Highly luminescent	94.7%	5.3%	20

Tableau 4.3. : Proportions de micrites fines et grossières pour chaque type de luminescence.

L'étude des variations verticales de la luminescence des matrices micritiques (Fig. 4.12) semble confirmer ces tendances : les luminescences faibles sont surtout associées aux micrites grossières des intervalles très imprégnés en huile, tandis que les micrites modérément à très luminescentes dominent dans les zones aquifères (ceci est particulièrement visible sur les puits C et F).

Dans le puits C, l'intervalle 1 est constitué par des micrites généralement grossières mais toujours peu luminescentes (Fig. 4.12). Le changement drastique de la cristallométrie décrit à la transition entre les intervalles 1 et 2 correspond aussi à une énorme variation de la luminescence (de 17Li à 91Li). L'intervalle 2 est dominé par les matrices luminescentes et modérément luminescentes (les micrites peu luminescentes ne représentent que 25% des échantillons dans cet intervalle).

Dans le puits F, l'intervalle 1 et sa zone de transition sont dominés par les matrices peu luminescentes (54,2% des échantillons) et modérément luminescentes (42,4%). Dans les intervalles à imprégnation discontinue et aquifère (intervalles 2 à 4), les matrices peu luminescentes ne représentent plus que 4% des échantillons (Fig. 4.12). Ces intervalles sont très nettement dominés par les matrices modérément luminescentes (84% des échantillons).

Dans le puits A, la très grande majorité des matrices micritiques observées sont peu luminescentes (90% des échantillons – Fig.4.12). Le seul échantillon présentant une luminescence forte à une cristallométrie fine (1,79 μ m) et est localisé au sommet de la zone à eau (intervalle 2).

Les relations verticales entre la luminescence des matrices micritiques et l'évolution des environnements de dépôt sont inexistantes, ce qui est confirmé par les analyses statistiques (Anova - voir Annexes 4.1).

Un aperçu pétrographique (MEB et cathodoluminescence) des matrices micritiques de chaque puits est proposé dans les Figures 4.13 à 4.18. Pour chacune de ces planches la luminescence est indiquée en haut à droite de l'image MEB, et σ représente la dispersion de la cristallométrie (Q3-Q1). Afin d'appréhender visuellement les différences de cristallométrie existant entre les échantillons toutes les images MEB présentées sont à la même échelle (grossissement 5000).

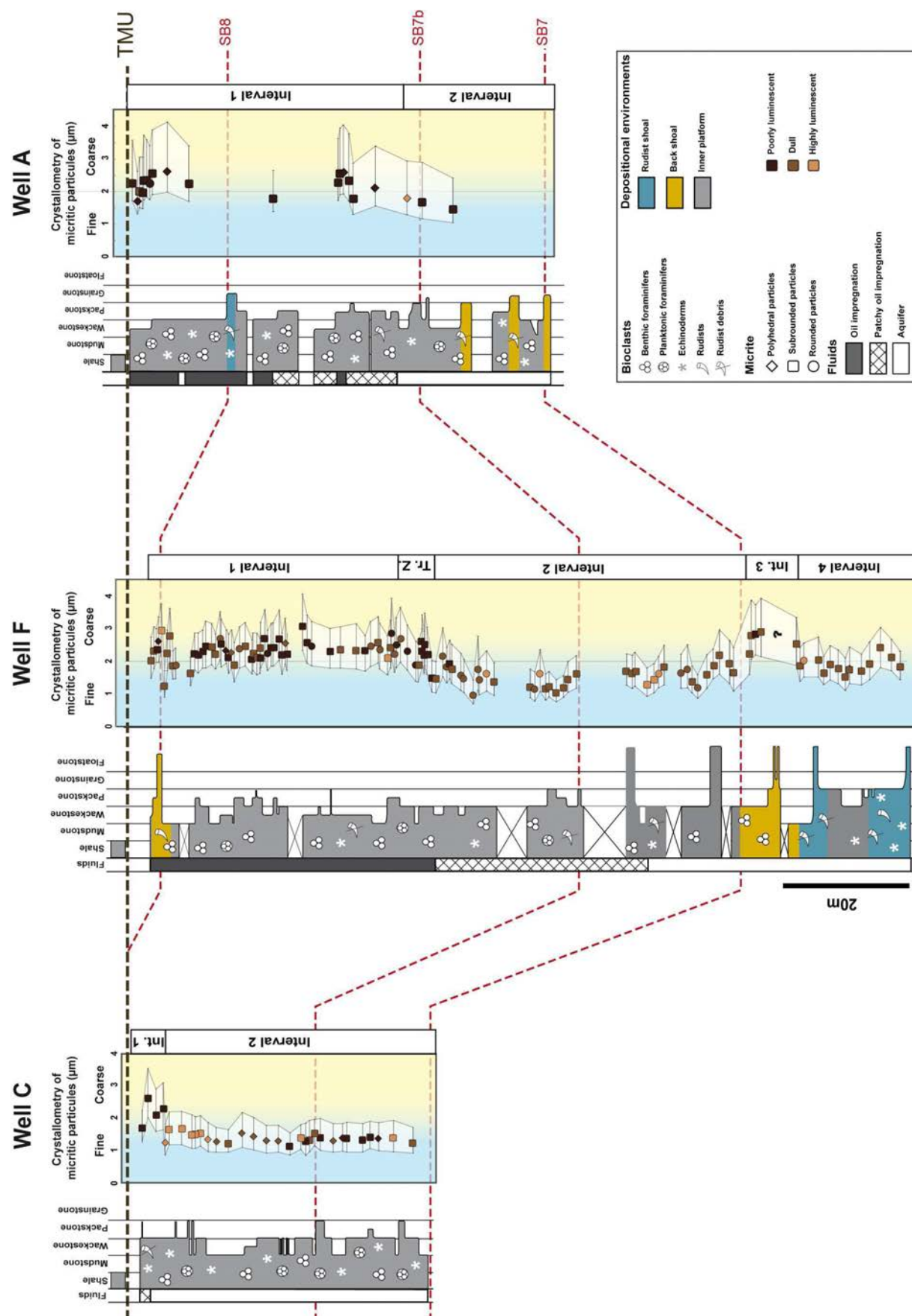


Figure 4.12. : Variations verticales de la luminescence et de la cristallométrie des matrices micritiques dans les forages C, F et A.

Planches photographiques

Matrices micritiques (Figures 4.13 à 4.18)

Planche 1 (Fig. 4.13)**Matrices micritiques du puits A.**

- (A) Matrice micritique présentant des particules fines sub-arrondies et à cristallométrie homogène (cristallométrie $1,71\mu\text{m} - \sigma = 0,9$). Les contacts intercrystallins sont majoritairement subpunctiques. La luminescence de la matrice est faible (42Li).
Wackestone à algues vertes (F4), 1,15m bTMU. Phi : 19,5%; k : 1,73mD.
- (B) Matrice peu luminescente (21Li) composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,29\mu\text{m} - \sigma = 1,19$). Les particules sont sub-arrondies et les contacts intercrystallins subpunctiques à faciaux.
Floatstone riche en bivalves (F9), 9,1m bTMU. Phi : 22,4%; k : 12,95mD.
- (C) Particules micritiques sub-arrondies à polyédrales ayant une cristallométrie fine et homogène (cristallométrie $1,81\mu\text{m} - \sigma = 0,9$) et formant une matrice peu luminescente (27,6Li).
Floatstone à coraux (F7), 21m bTMU. Phi : 3,2%; k : 0,31mD.
- (D) Matrice peu luminescente (7Li) composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,55\mu\text{m} - \sigma = 1,41$). Les particules sont polyédrales à sub-arrondies avec des contacts intercrystallins subpunctiques à faciaux.
Wackestone à algues vertes (F4), 30m bTMU. Phi : 21,9%; k : 11mD
- (E) Matrice peu luminescente (11Li) composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,34\mu\text{m} - \sigma = 1,5$). Les particules sont sub-arrondies avec des contacts intercrystallins faciaux à subpunctiques.
Wackestone riche en bivalves (F9), 32m bTMU. Phi : 16,3%; k : 1,6mD
- (F) Matrice peu luminescente (36,7Li) composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,1\mu\text{m} - \sigma = 1,3$). Les particules sont euhédrales à sub-arrondies avec des contacts intercrystallins faciaux à subpunctiques.
Wackestone à algues vertes (F4), 36m bTMU. Phi : 16,7%; k : 8,7mD

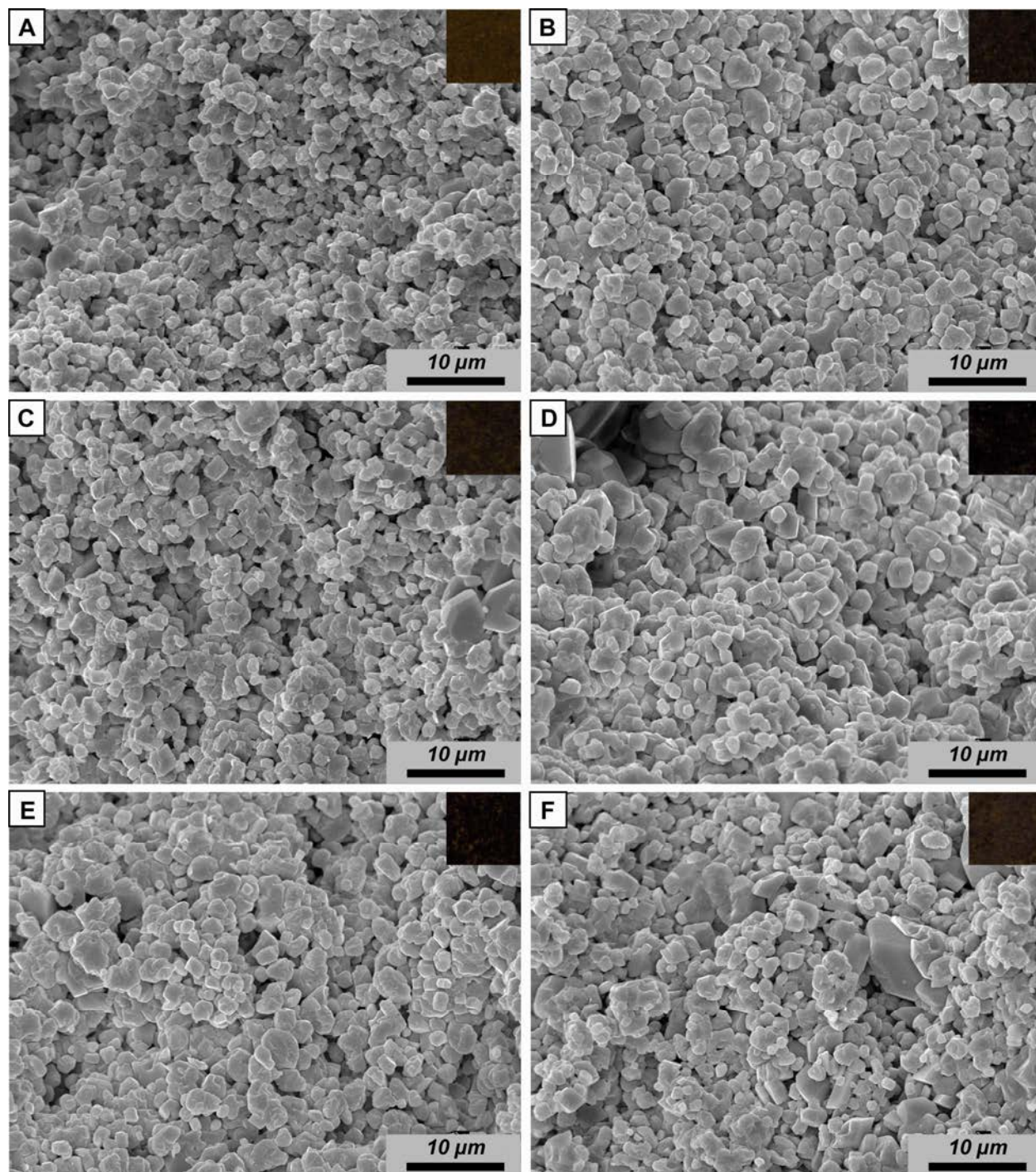


Planche 2 (Fig. 4.14)**Matrices micritiques du puits C.**

- (A) Matrice micritique peu luminescente (23,5Li) composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,6\mu\text{m} - \sigma = 1,5$). Les particules sont sub-arrondies à polyédrales avec des contacts intercrystallins subpunctiques à faciaux. Des particules micritiques sont parfois englobées dans des cristaux de sparite (flèche blanche).
Floatstone à rudistes (F8), 2,3m bTMU. Phi : 25,2%; k : 11,4mD.
- (B) Matrice micritique peu luminescente (19,2Li) composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,12\mu\text{m} - \sigma = 1,3$). Les particules sont sub-arrondies avec des contacts intercrystallins subpunctiques à faciaux. La surface des grosses particules de micrites montrent parfois des traces de corrosions (flèche blanche).
Wackestone à algues vertes (F4), 3,6m bTMU. Phi : 28,7%; k : 40,2mD.
- (C) Matrice micritique luminescente (125,6Li) composée de particules fines et homogènes (cristallométrie $1,36\mu\text{m} - \sigma = 0,9$). Les particules sont polyédrales avec des contacts intercrystallins subpunctiques à faciaux.
Wackestone pauvre en bioclastes (F3), 12,3m bTMU. Phi : 14,3%; k : 0,38mD.
- (D) Matrice micritique modérément luminescente (72,9Li) composée de particules fines et homogènes (cristallométrie $1,23\mu\text{m} - \sigma = 0,7$). Les particules sont polyédrales à sub-arrondies avec des contacts intercrystallins subpunctiques. Présence de débris de nanofossiles dans la matrice (flèche blanche).
Wackestone pauvre en bioclastes (F3), 30m bTMU. Phi : 17,7%; k : 0,73mD
- (E) Matrice peu luminescente (41,2Li) composée de particules fines et homogènes (cristallométrie $1,33\mu\text{m} - \sigma = 0,9$). Les particules sont euhédrales avec des contacts intercrystallins faciaux à subpunctiques.
Wackestone riche en échinodermes et foraminifères (F3), 38m bTMU. Phi : 24,7%; k : 38,4mD
- (F) Matrice modérément luminescente (54Li) composée de particules fines et homogènes (cristallométrie $1,4\mu\text{m} - \sigma = 1$). Les particules sont euhédrales à sub-arrondies avec des contacts intercrystallins faciaux à subpunctiques.
Wackestone à algues vertes (F4), 43m bTMU. Phi : 13,3%; k : 0,37mD

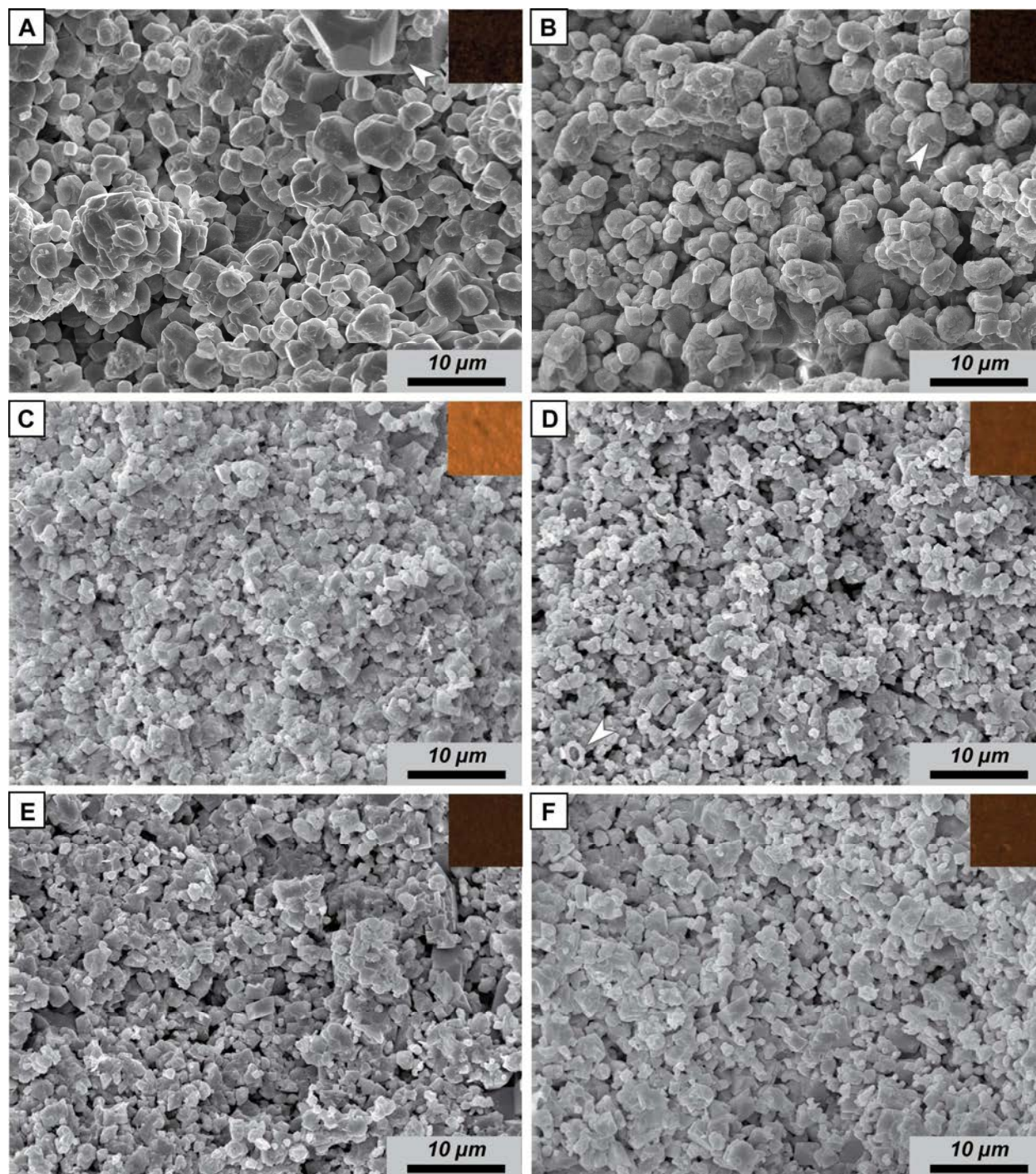


Planche 3 (Fig. 4.15)**Matrices micritiques des puits D & E.**

(A-B) : Puits D

(C-F) : Puits E

- (A) Matrice micritique modérément luminescente (68,8Li) composée de particules fines et homogènes (cristallométrie $1,21\mu\text{m} - \sigma = 0,8$). Les particules sont sub-arrondies à polyédrales avec des contacts intercrystallins subpunctiques à faciaux formant localement une microtexture proche de l'anhydré compact.
Wackestone à algues vertes (F4), 24,4m bTMU. Phi : ? ; k : ?
- (B) Matrice micritique peu luminescente (46,6Li) composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,3\mu\text{m} - \sigma = 1,12$). Les particules sont sub-arrondies avec des contacts intercrystallins subpunctiques à faciaux.
Wackestone à *Dukhanian* sp. & Miliolites (F1), 30m bTMU. Phi : ? ; k : ?
- (C) Matrice micritique peu luminescente (49,8Li) composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,25\mu\text{m} - \sigma = 1,11$). Les particules sont sub-arrondies avec des contacts intercrystallins faciaux à subpunctiques.
Wackestone à algues vertes (F4), 6,5m bTMU. Phi : 20,5% ; k : 25,0mD.
- (D) Matrice micritique peu luminescente (41,8Li) composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $3,17\mu\text{m} - \sigma = 2$). Les particules sont sub-arrondies à arrondies avec des contacts intercrystallins subpunctiques.
Floatstone à rudistes (F8), 30,5m bTMU. Phi : ? ; k : ?
- (E) Matrice peu luminescente (49,9Li) composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,8\mu\text{m} - \sigma = 1,3$). Les particules sont euhédrales à sub-arrondies avec des contacts intercrystallins subpunctiques à faciaux.
Grainstone riche en échinodermes et bivalves (F10), 31,5m bTMU. Phi : 26,8% ; k : ?
- (F) Matrice micritique luminescente (85,4Li) composée de particules fines et homogènes (cristallométrie $1,16\mu\text{m} - \sigma = 0,8$). Les particules sont sub-arrondies avec des contacts intercrystallins faciaux à subpunctiques. La microtexture est parfois à la limite de l'anhydré compacte.
Packstone à Préalvéolines (F5), 39m bTMU. Phi : 9,7% ; k : 0,64mD.

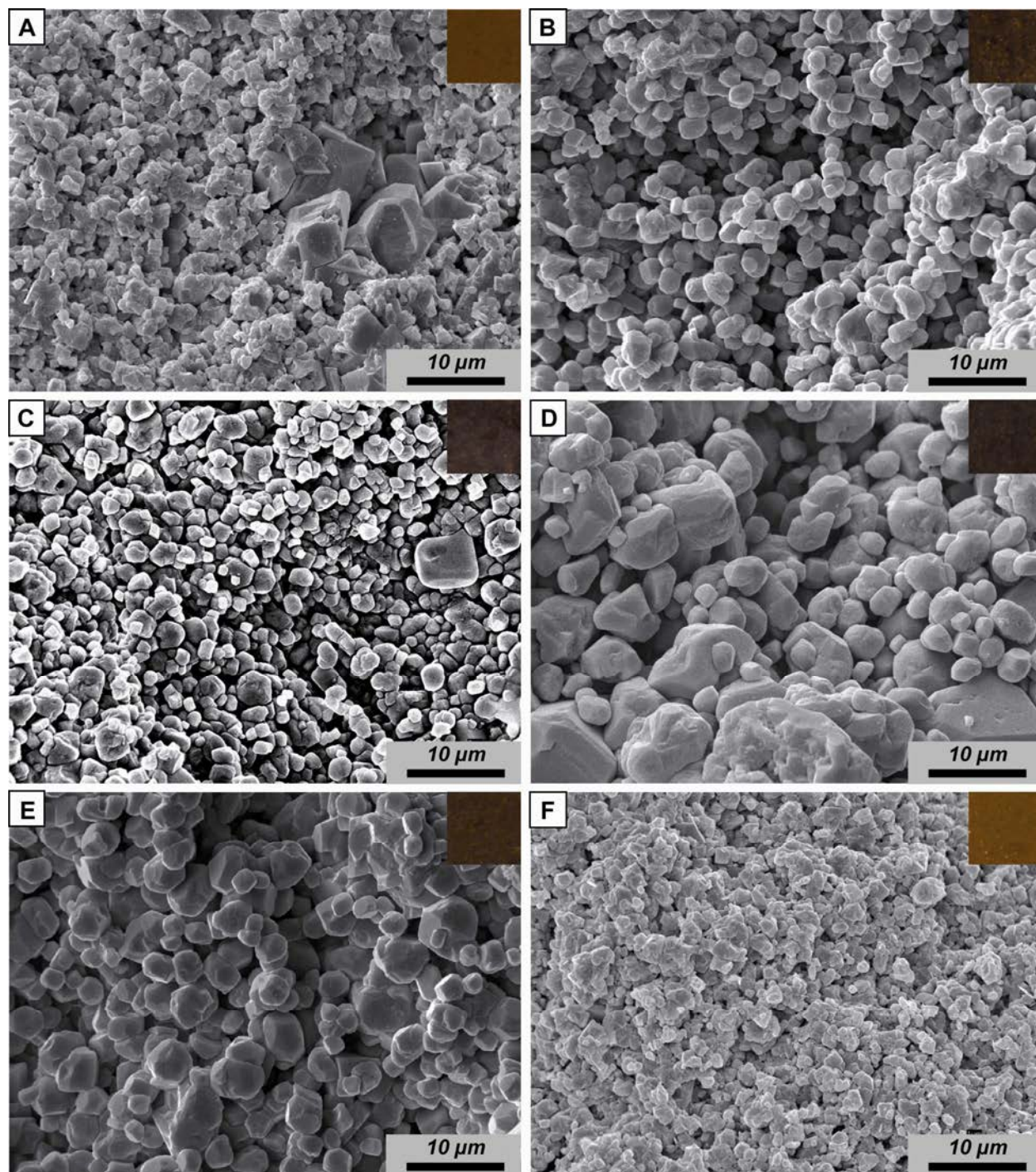


Planche 4 (Fig. 4.16)**Matrices micritiques du puits F.**

- (A) Matrice micritique peu luminescente (38,8Li) composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,19\mu\text{m} - \sigma = 1,14$). Les particules sont sub-arrondies à polyédrales avec des contacts intercrystallins subpunctiques à faciaux.
Wackestone à algues vertes (F4), 10,5m bTMU. Phi : ?; k : ?
- (B) Matrice micritique peu luminescente (40,5Li) composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,46\mu\text{m} - \sigma = 1,2$). Les particules sont sub-arrondies à polyédrales avec des contacts intercrystallins subpunctiques à faciaux.
Wackestone à algues vertes (F4), 28,4m bTMU. Phi : 16,5%; k : 11,99mD.
- (C) Matrice micritique peu luminescente (38,7Li) composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,2\mu\text{m} - \sigma = 1,09$). Les particules sont polyédrales à légèrement sub-arrondies, avec des contacts intercrystallins subpunctiques à faciaux.
Floatstone à rudistes (F8), 47,2m bTMU. Phi : 10,1%; k : 0,51mD.
- (D) Matrice micritique modérément luminescente (70,4Li) composée de particules fines et homogènes (cristallométrie $1,63\mu\text{m} - \sigma = 0,96$). Les particules sont sub-arrondies avec des contacts intercrystallins subpunctiques.
Floatstone à coraux (F7), 70,2m bTMU. Phi : 21,7%; k : 15,6mD
- (E) Matrice luminescente (85Li) composée de particules fines et homogènes (cristallométrie $1,45\mu\text{m} - \sigma = 0,8$). Les particules sont euhédrales à sub-arrondies avec des contacts intercrystallins faciaux à subpunctiques.
Wackestone à *Orbitolinella sp.* (F6), 84,6m bTMU. Phi : 17,7%; k : 2,15mD
- (F) Matrice modérément luminescente (64,1Li) composée de particules fines et homogènes (cristallométrie $1,65\mu\text{m} - \sigma = 0,79$). Les particules sont sub-arrondies avec des contacts intercrystallins faciaux à subpunctiques.
Wackestone riche en bivalves (F9), 111,1m bTMU. Phi : 16,8%; k : 1,4mD

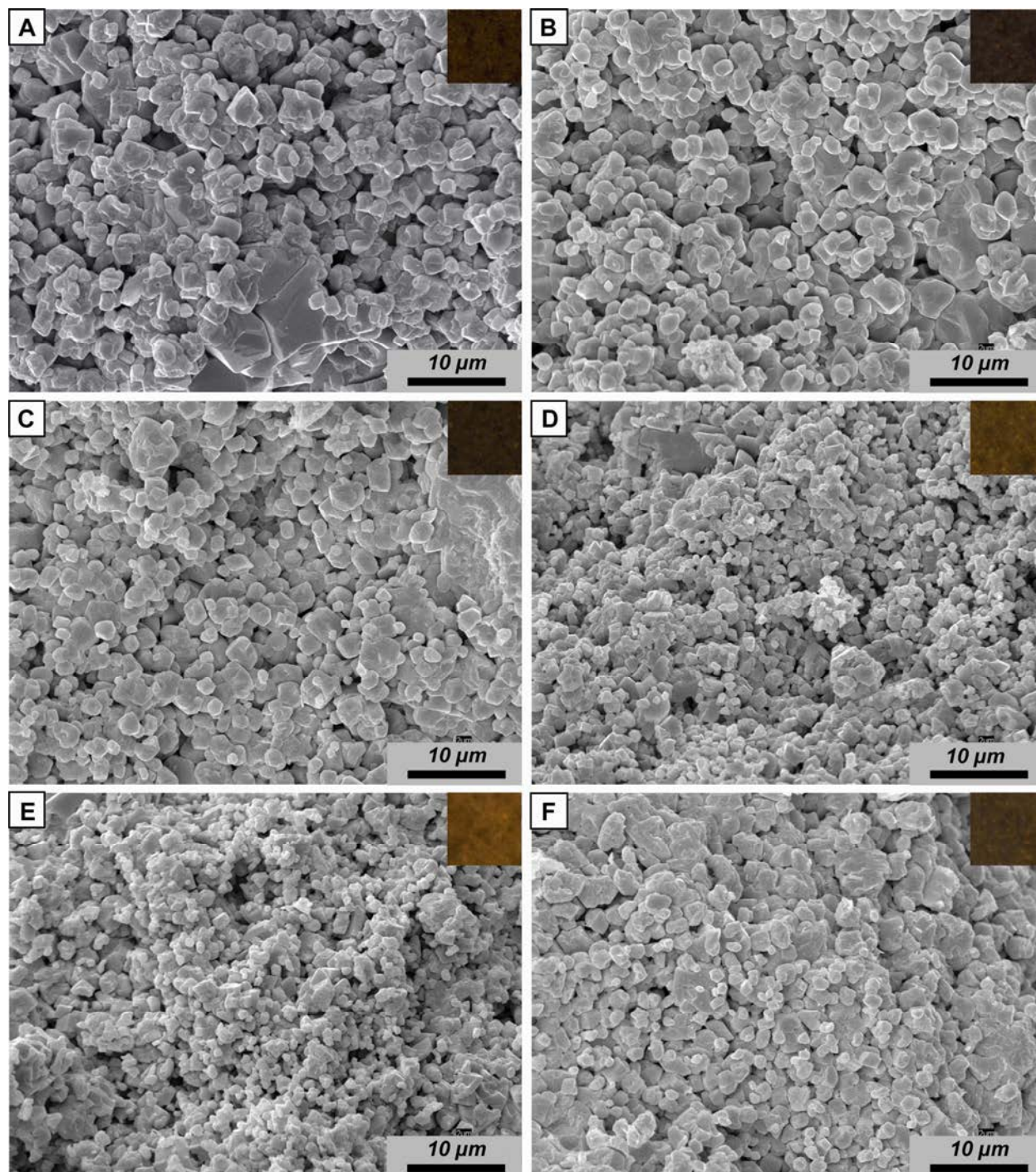


Planche 5 (Fig. 4.17)**Matrices micritiques du puits G**

- (A) Matrice micritique composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,57\mu\text{m} - \sigma = 1,6$). Les particules sont polyédrales à sub-arrondies avec des contacts intercrystallins subpunctiques à faciaux.
Wackestone à grands foraminifères benthiques (F2), 6,1m bTMU. Phi : 16,2%; k : 1,08mD.
- (B) Matrice micritique composées de particules fines et hétérogènes (cristallométrie $1,71\mu\text{m} - \sigma = 1,07$). Les particules sont sub-arrondies avec des contacts intercrystallins subpunctiques à faciaux.
Wackestone à algues vertes (F4), 12,8m bTMU. Phi : 20,8%; k : 4,36mD.
- (C) Matrice micritique composées de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,22\mu\text{m} - \sigma = 1,32$). Les particules sont sub-arrondies avec des contacts intercrystallins subpunctiques à faciaux.
Wackestone pauvre en bioclastes (F3), 22,9m bTMU. Phi : 16,5%; k : 0,91mD.
- (D) Matrice micritique composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,14\mu\text{m} - \sigma = 1,28$). Les particules sont polyédrales à sub-arrondies avec des contacts intercrystallins faciaux à subpunctiques.
Wackestone à algues vertes (F4), 41,2m bTMU. Phi : 18,5%; k : 1,88mD.
- (E) Matrice micritique composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $3,64\mu\text{m} - \sigma = 1,6$). Les particules sont polyédrales à sub-arrondies avec des contacts intercrystallins subpunctiques.
Floatstone à rudistes (F8), 87,7m bTMU. Phi : 27,4%; k : 40,24mD.
- (F) Matrice micritique composée de particules grossières et très hétérogènes (cristallométrie $3,43\mu\text{m} - \sigma = 2,09$). Les particules sont sub-arrondies à euhédrales avec des contacts intercrystallins faciaux à subpunctiques.
Floatstone à rudistes (F8), 121,1m bTMU. Phi : 24,3%; k : 64,47mD.

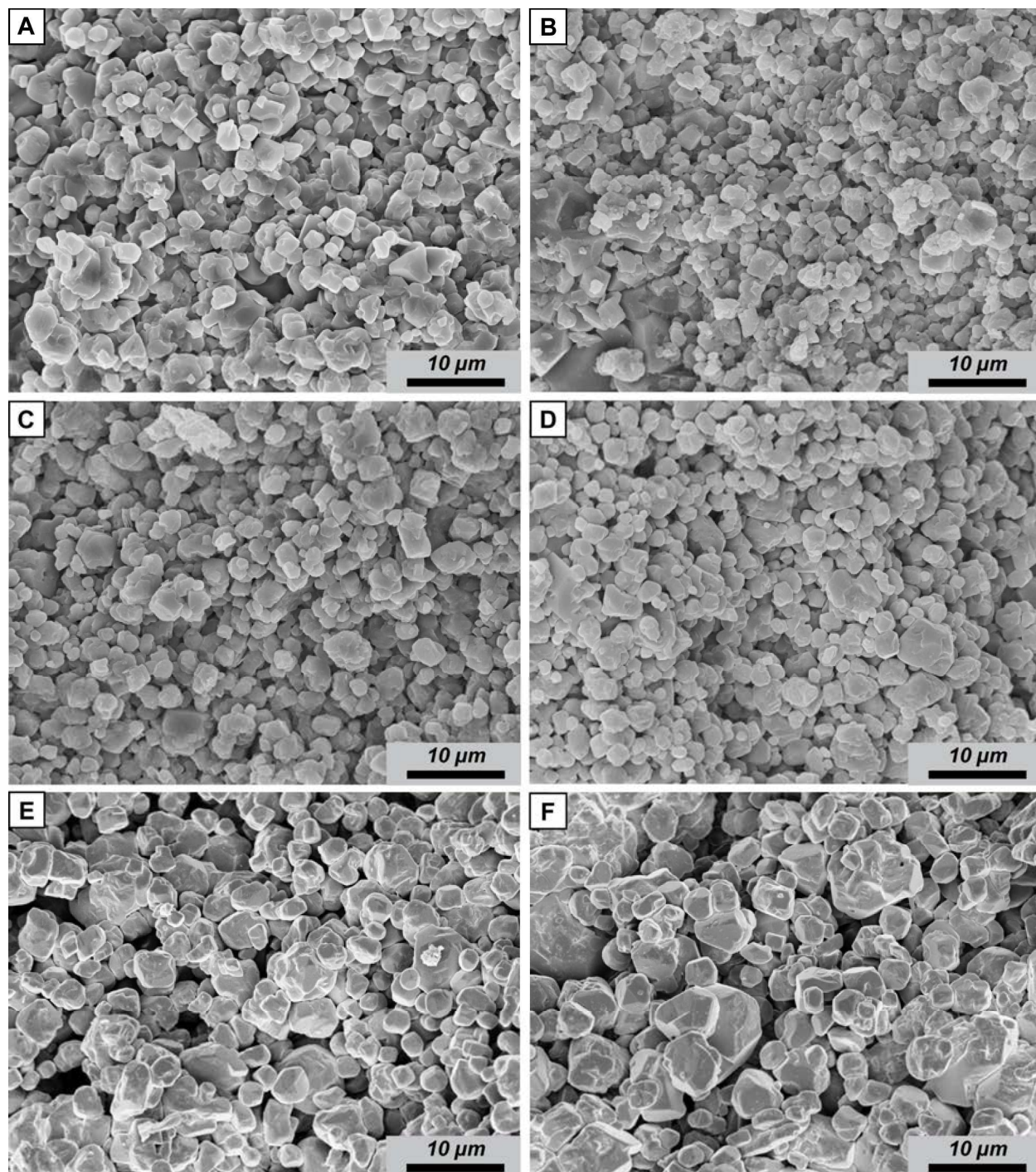
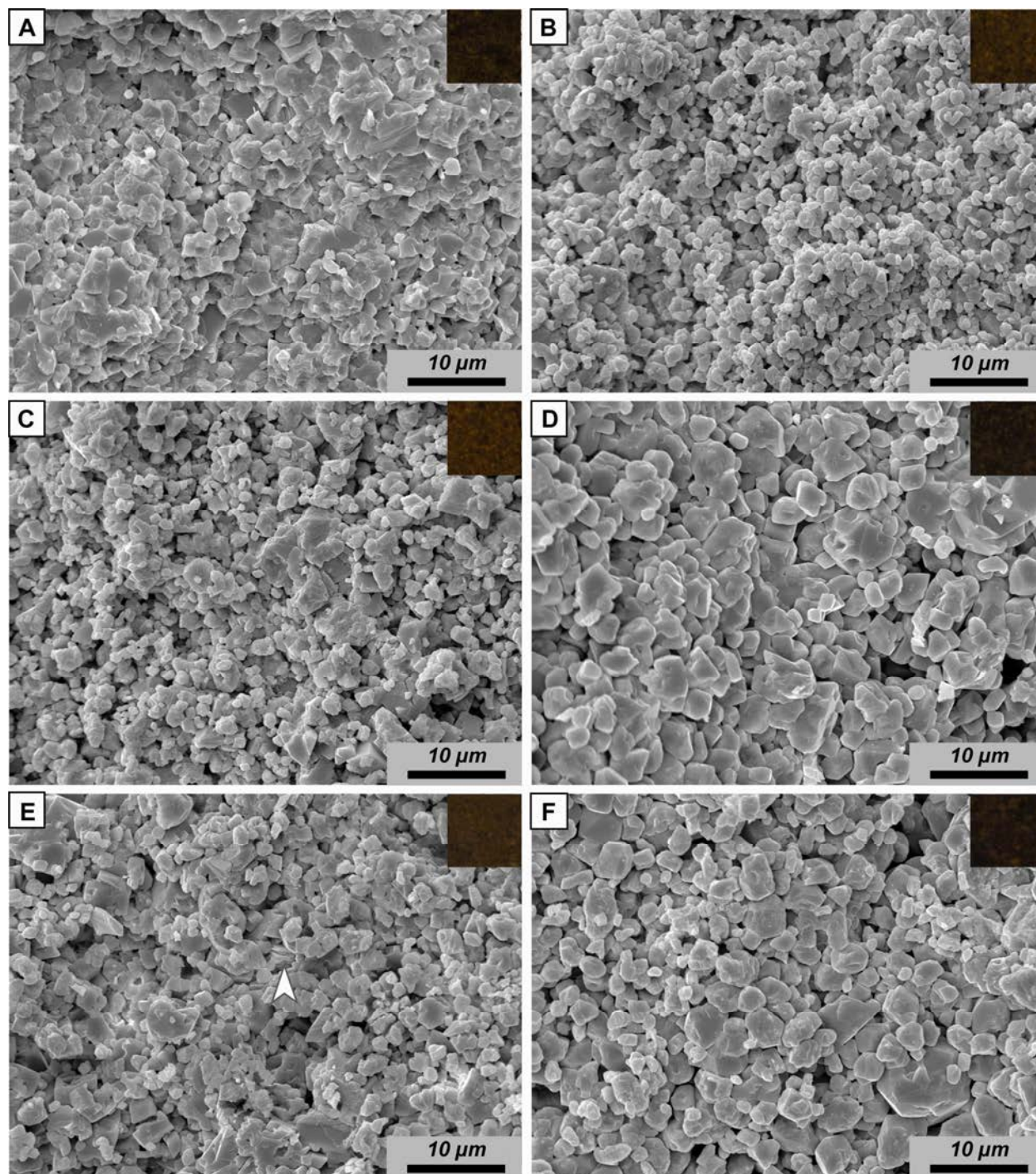


Planche 6 (Fig. 4.18)**Matrices micritiques du puits H.**

- (A) Matrice micritique peu luminescente (29,7Li) composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,1\mu\text{m} - \sigma = 1,06$). Les particules sont polyédrales avec des contacts intercrystallins faciaux à engrenés. La microtexture de la matrice est ici anhédrale compacte. Wackestone à Préalvéolines (F5), 2,1m bTMU. Phi : 5,2%; k : 0,15mD.
- (B) Matrice micritique peu luminescente (43,1Li) composée de particules fines et homogènes (cristallométrie $1,67\mu\text{m} - \sigma = 0,83$). Les particules sont sub-arrondies avec des contacts intercrystallins subpunctiques à faciaux. Wackestone à *Orbitolinella* (F6), 9,7m bTMU. Phi : 12,8%; k : 1,55mD.
- (C) Matrice micritique peu luminescente (45,5Li) composée de particules fines et homogènes (cristallométrie $1,67\mu\text{m} - \sigma = 0,94$). Les particules sont polyédrales à sub-arrondies avec des contacts intercrystallins subpunctiques à faciaux. Wackestone à *Orbitolinella sp.* (F6), 23,7m bTMU. Phi : 16,8%; k : 17,4mD.
- (D) Matrice micritique peu luminescente (28,8Li) composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $3,25\mu\text{m} - \sigma = 1,36$). Les particules sont polyédrales à sub-arrondies avec des contacts intercrystallins faciaux à subpunctiques. Floatstone à rudistes (F8), 30,6m bTMU. Phi : 6,9%; k : 0,3mD.
- (E) Matrice peu luminescente (48,4Li) composée de particules fines et hétérogènes (cristallométrie $1,88\mu\text{m} - \sigma = 1,13$). Les particules sont euhédrales avec des contacts intercrystallins subpunctiques. Des feuillets de Kaolinite sont observés dans la matrice. Grainstone à échinodermes et bivalves (F10), 40,7m bTMU. Phi : 6,1%; k : 0,23mD.
- (F) Matrice micritique peu luminescente (28,3Li) composée de particules grossières et hétérogènes (cristallométrie $2,7\mu\text{m} - \sigma = 1,32$). Les particules sont sub-arrondies à euhédrales avec des contacts intercrystallins faciaux à subpunctiques. Grainstone à échinodermes et bivalves (F10), 43m bTMU. Phi : 23,5%; k : 9,94mD.



3. Impact de la pétrographie des micrites sur les propriétés pétrophysiques

3.1. Porosité-Perméabilité

Les variations de la morphologie des particules micritiques dans le champ Guiriel sont assez faibles, les particules sub-arrondies à polyédrales étant nettement dominantes. En moyenne; toutes ces morphologies ont des propriétés pétrophysiques relativement proches ne permettant pas une bonne discrimination (Tableau 4.4).

	Phi (%)	k (mD)	PTR (μm)
Anhedral	-	-	-
Euhedral	16.2% (n=32)	8.1mD (n=31)	0.44μm (n=8)
Sub-rounded	17.8% (n=39)	6.16mD (n=37)	0.41μm (n=9)
Rounded	20.1% (n=2)	27.16mD (n=2)	-

Tableau 4.4. : Moyennes des données pétrophysiques pour les différents types de morphologie des particules micritiques observées (échantillons strictement microporeux).

Contrairement à ce qui pouvait être attendu, il semble qu'en moyenne, dans les échantillons strictement microporeux, les matrices ayant des contacts intercrystallins généralement faciaux présentent les meilleurs propriétés pétrophysiques (pour la perméabilité et les PTR moyens). En revanche les porosités moyennes sont très proches pour des contacts faciaux ou subpunctiques.

	Phi (%)	k (mD)	Mean PTR (μm)
Coalescent	-	-	-
Facial	17.9% (n=34)	12.13mD (n=32)	0.57μm (n=8)
Sub-punctic	16.5% (n=39)	3.75mD (n=38)	0.3μm (n=9)
Punctic	-	-	-

Tableau 4.5. : Moyennes des données pétrophysiques pour les différents types de contacts interparticulaires observés dans les matrices des échantillons strictement microporeux.

Ces résultats sont basés sur des moyennes effectuées sur l'ensemble des échantillons, sans tenir compte du puits de provenance ou des variations verticales observées dans les matrices micritiques. Afin de contraindre l'impact de la morphométrie des micrites sur la pétrophysique, il devient alors indispensable de prendre en compte l'ensemble des paramètres descriptifs des matrices micritiques. Par exemple, quand elles sont comparées aux données pétrophysiques, les différentes luminescences et cristallométries des échantillons strictement microporeux ont des caractéristiques pétrophysiques différentes. Ceci est illustré par les figures 4.19 à 4.22.

Dans le puits A (situé dans la zone réservoir), les micrites grossières sont dominantes (70% des échantillons) et correspondent invariablement à des échantillons imprégnés en huile. 95% de ces échantillons sont peu luminescents et sont associés à des porosités supérieures à 15% et à des perméabilités supérieures à 1mD. Au contraire, les échantillons très luminescents ont des cristallométries fines et des porosités-perméabilités respectivement inférieures à 20% et 10mD (Fig. 4.19A).

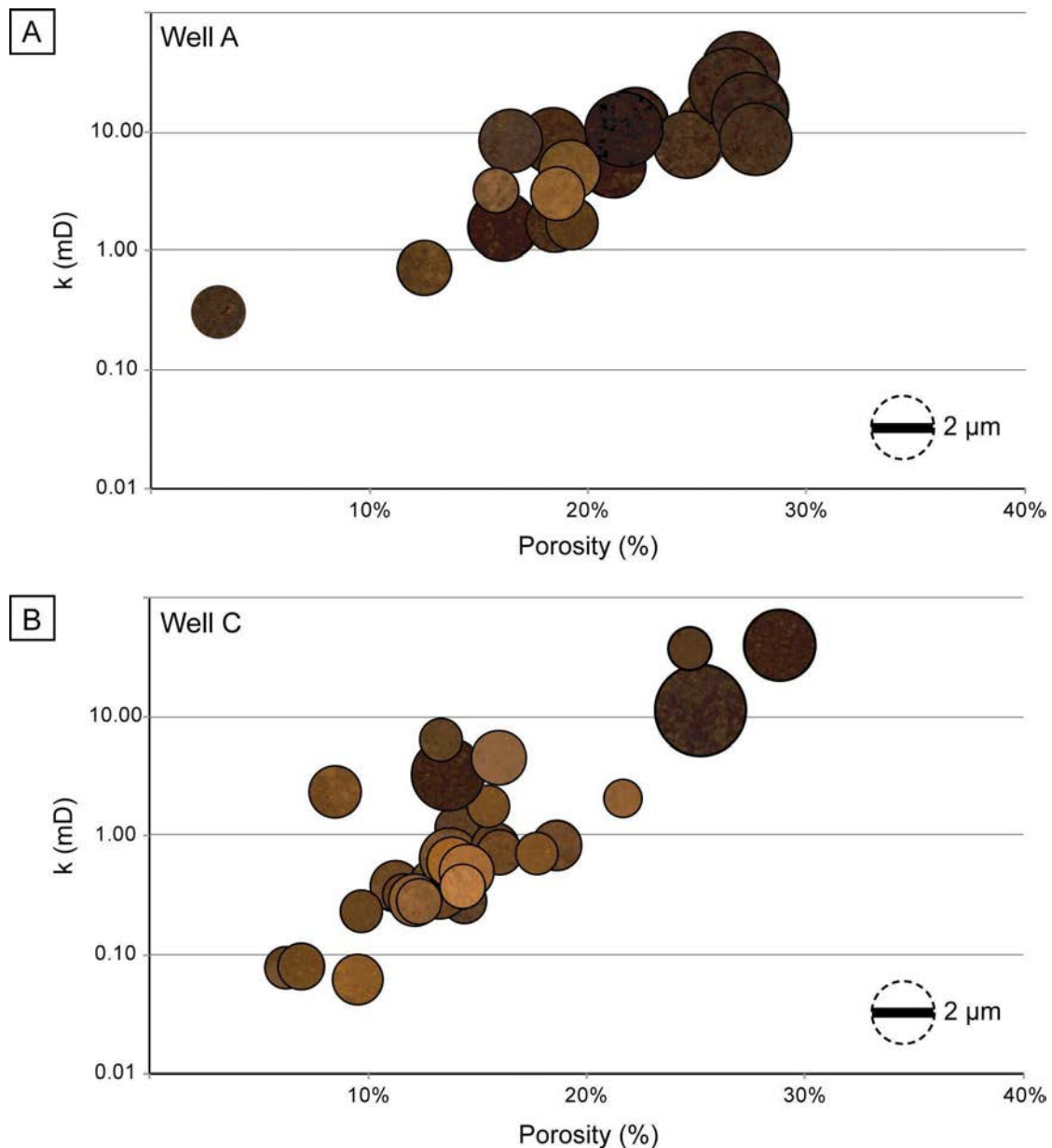


Figure 4.19. : Relations porosité, perméabilité, cristallométrie et luminescence des échantillons micritiques strictement microporeux du puits A (A) et du puits C (B).

A l'inverse dans le puits C (hors zone réservoir), les micrites fines sont dominantes (91% des échantillons) avec des luminescences modérées à fortes (Fig. 4.19B). 95% de ces micrites fines ont des

porosités inférieures à 20%, et des perméabilités inférieures à 10mD. Les rares micrites grossières (uniquement au sommet de l'intervalle carotté) sont non ou peu luminescentes, associées à des perméabilités allant de 1 à 100mD.

Les mauvaises propriétés réservoir observées pour les échantillons strictement microporeux avec des micrites fines (inférieures à 2 μ m) de ces deux puits sont confirmées à l'échelle de tous les puits du réservoir : 77% des échantillons ayant des micrites fines sont associées à des porosités inférieures à 20%, et 87% des micrites fines sont associées à des perméabilités inférieures à 10mD.

3.2. Pression Capillaire et Rayons de seuils de pores

La comparaison entre la cristallométrie/luminescence des échantillons strictement microporeux et les données de PTR (rayons de seuils de pore) montre une corrélation assez forte entre les deux paramètres, en particulier pour les échantillons du puits A. Une telle relation, bien connue pour des sédiments carbonatés plus grossiers ou pour des sédiments argilo-silteux (Zinszner & Pellerin, 2007), était attendue mais n'avait *a priori* jamais été démontrée pour des facies micritiques. **Logiquement, à degré de coalescence équivalent, les rayons de seuils de pore augmentent lorsque le diamètre des particules micritiques augmente.** Les données PTR disponibles ont été comparées aux perméabilités (Fig. 4.20). 90% des échantillons strictement microporeux ayant des particules fines (généralement observées dans les intervalles aquifères) sont associées à des PTR moyens inférieurs à 0,5 μ m, et à des perméabilités inférieures à 10mD. Ces micrites fines sont modérément à très luminescentes. Les micrites grossières (observées dans les intervalles riches en huile) ont une gamme de PTR moyens plus étendues (de 0,16 à 1,03 μ m) et sont généralement peu luminescentes.

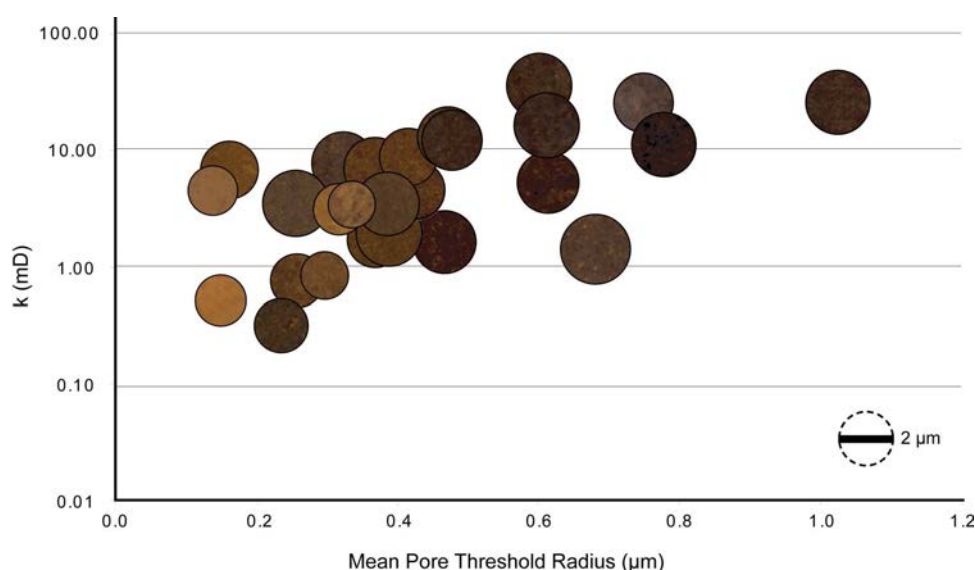


Figure 4.20. : Mise en relation des données de perméabilité, PTR moyen, cristallométrie et luminescence des échantillons strictement microporeux.

Basés sur les courbes de pressions capillaires et de distribution des PTR (unimodale, bimodale, symétrie et dispersion) ainsi que sur la valeur moyenne des PTR, trois types des distributions des PTR ont pu être mises en évidence dans les échantillons strictement microporeux (Fig. 4.21 & 4.22).

- Type 1 : La distribution des PTR est unimodale, asymétrique et étroite (entre 0,04 et 0,4 μ m). Cette distribution est associée à des matrices fines avec une cristallométrie homogène, et ayant des porosités comprises entre 13 et 20%, et des perméabilités entre 0,7 et 8mD. Une distribution similaire avec des PTR moyen d'environ 0,3 μ m à été décrite par Marzouk *et al.* (1998) dans des mudstones et wackestones de la formation Thamama d'Abu Dhabi.

- Type 2 : Cette fois la distribution est unimodale mais symétrique. Les PTR moyens sont compris entre 0,16 et 1,03 μ m selon les échantillons. Tous les échantillons ayant cette distribution ont une cristallométrie supérieure à 1,9 μ m (moyenne d'environ 2,4 μ m) et des perméabilités comprises entre 2 et 50mD. Il s'agit de la distribution la plus commune dans les échantillons strictement microporeux du champ Guiriel.

Ces deux distributions unimodales sont communes dans les sédiments strictement microporeux riches en micrite (Beiranvand, 2003; Richard *et al.*, 2007; Zinszner & Pellerin, 2007; Vincent *et al.*, 2011).

- Type 3 : Une distribution bimodale est observée pour deux échantillons strictement microporeux ayant une cristallométrie d'environ 1,8 μ m. Dans ces deux échantillons, le mode principal est d'environ 0,15 μ m, tandis que le mode secondaire est aux alentours de 6 μ m. Ce mode principal très petit est probablement responsable de la faible porosité de ces échantillons (environ 8%). Le second mode correspond à des mésopores (*sensu* Hassal *et al.*, 2004).

Cette Figure 4.21 illustre clairement que la perméabilité moyenne augmente en lien avec l'augmentation de la cristallométrie, et logiquement avec l'augmentation de la dispersion des PTR et l'augmentation du diamètre du mode principal. La Figure 4.22 synthétise quant à elle les caractéristiques des trois types de distribution, en termes de courbes de pression capillaire, de distribution de PTR et de matrice micritique.

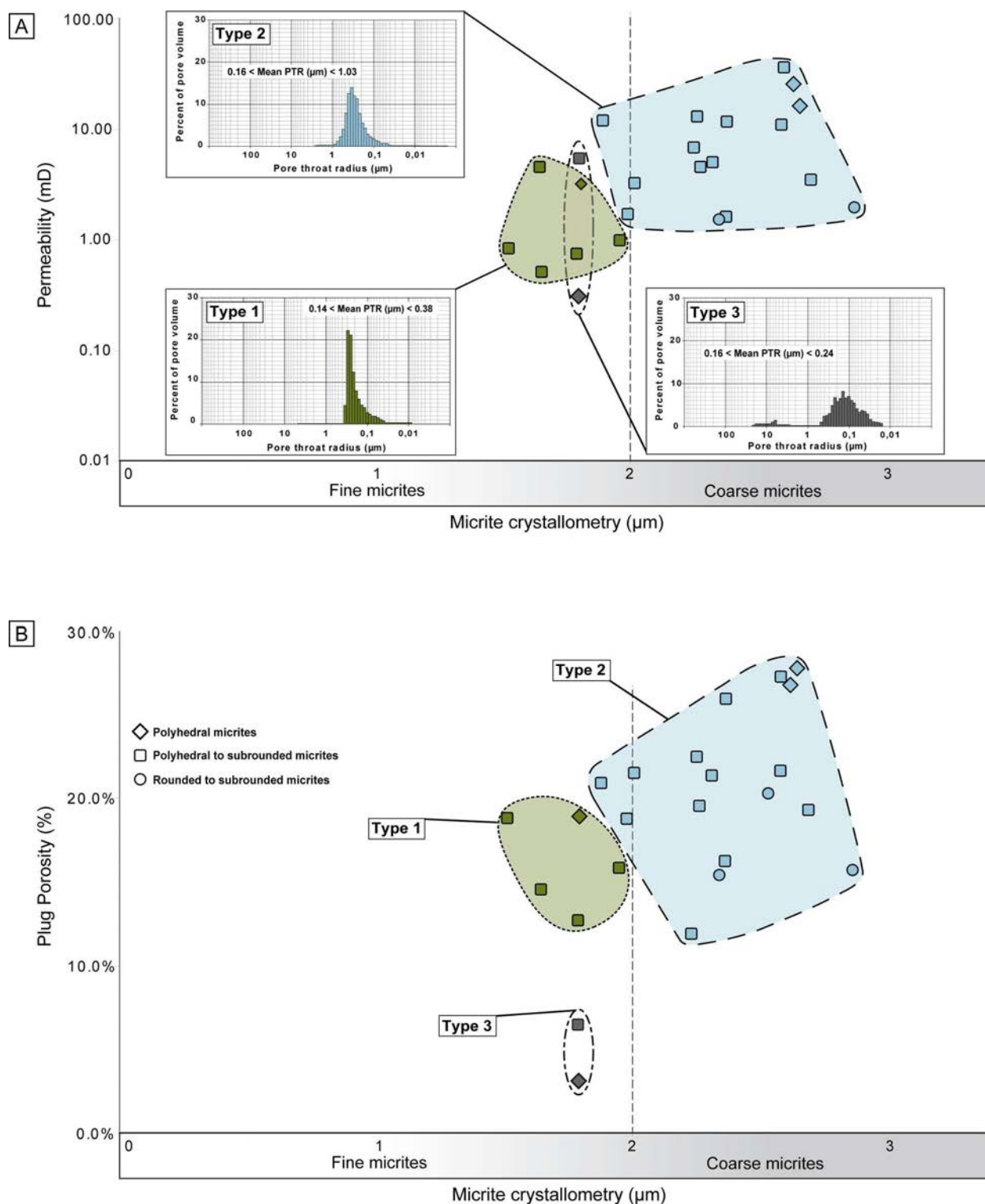


Figure 4.21 : Relations entre cristallométrie des particules micritiques, perméabilité (A) et porosité (B) pour les échantillons strictement microporeux. Les échantillons sont groupés en fonction de la distribution des rayons de seuils de pores.

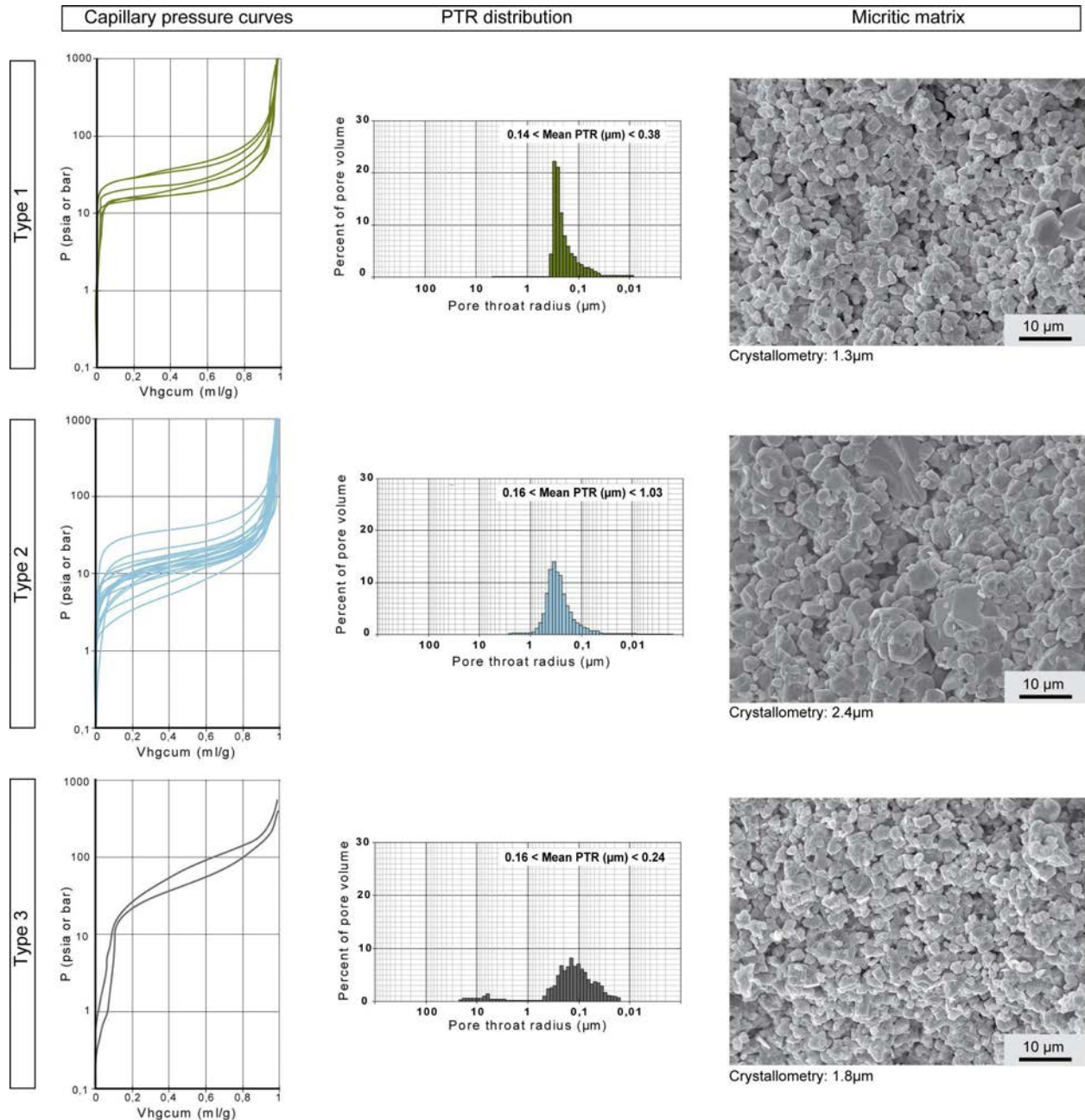


Figure 4.22 : Synthèse des caractéristiques des trois grands types de distribution des PTR.

3.3. Imprégnation en huile

Les variations verticales de la cristallométrie ont montré des liens avec l'imprégnation en huile déduite de l'observation des carottes et de l'analyse des diagraphies. Le point fondamental est que les micrites fines des échantillons strictement microporeux sont toujours associées à une forte saturation en eau et cela quelque soit leur position dans le réservoir (Fig. 4.23). En raison d'un saut d'échelle mal contraint, la comparaison point par point entre les saturations en eau (S_w) et la cristallométrie des micrites ne peut être faite. Il est toutefois possible de dégager de grandes tendances de la comparaison de ces données :

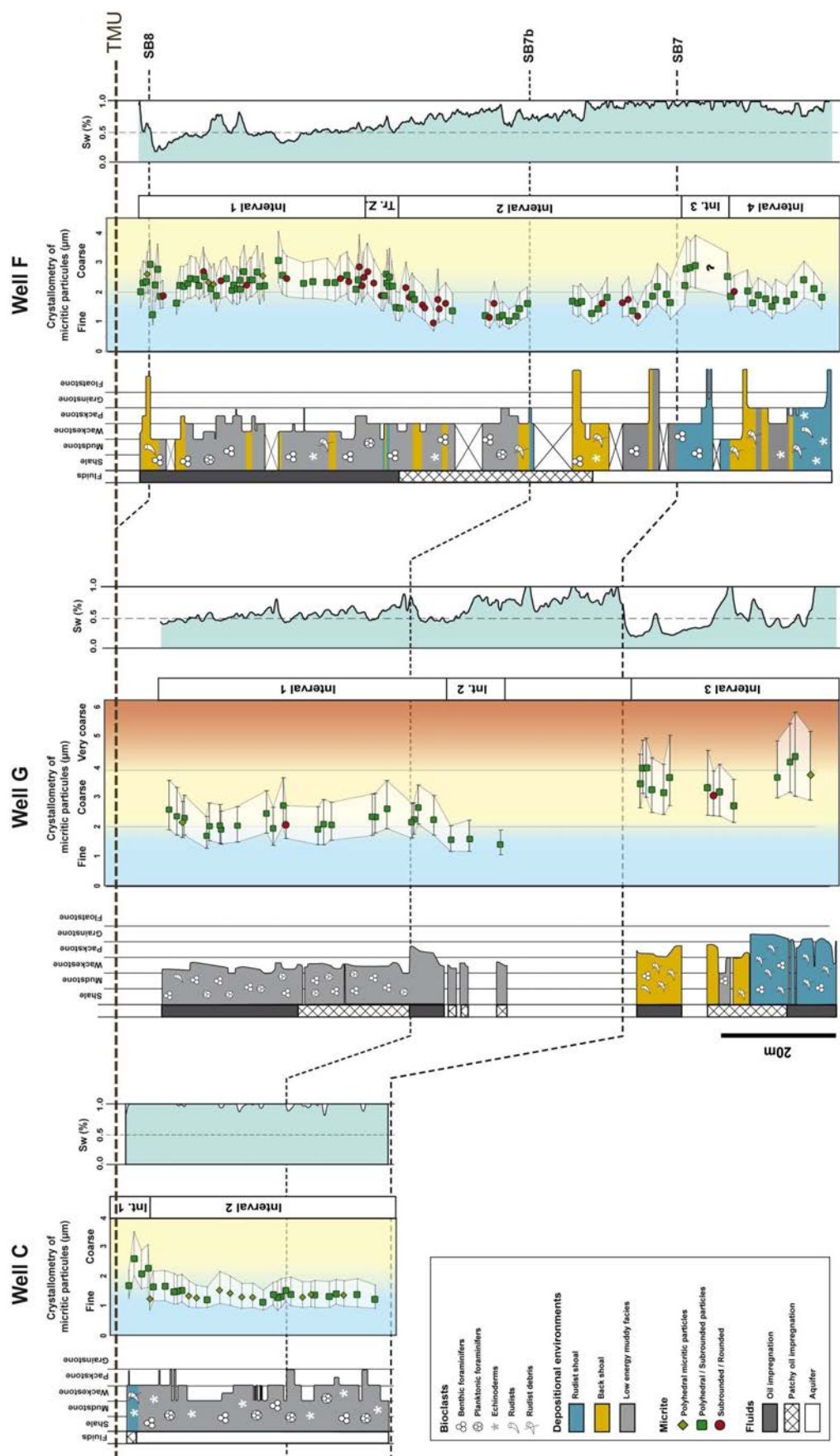


Figure 4.23 : Evolution de la cristallométrie des puits C, F et A, en lien avec l'évolution de la saturation en eau (S_w) calculée pour chacun des puits.

Dans le puits C, il a déjà été montré que l'ensemble du puits (à l'exception des deux ou trois premiers mètres) était saturée en eau, et correspondait à des micrites fines. Pour le puits G, les micrites grossières de l'intervalle 1 correspondent à des saturations en eau moyennes (aux alentours de 0,5). Dans l'intervalle 2, la diminution de la cristallométrie semble stratigraphiquement liée à l'augmentation du Sw. Enfin dans le dernier intervalle, les micrites grossières et à cristallométrie très hétérogène correspondent à des saturations en eau très faibles (moins de 0,25). Dans cet intervalle, il est à noter que les faciès sont extrêmement macroporeux (floatstones à rudistes...) et que c'est cette macroporosité qui doit contrôler la présence de l'huile dans l'espace poral. Dans le puits F, la zone de transition localisée à la base de l'intervalle 1 correspond à la dernière occurrence de saturation en eaux inférieure à 0,5. L'ensemble des intervalles dominés par les micrites fines présentent de forte saturation en eau, toujours supérieure à 0,5.

La mise en relation de l'imprégnation des carottes avec les variations cristallométriques peut être effectuée de façon simple. Cette relation est illustrée par la Figure 4.24. Comme attendu, les zones les plus imprégnées en huile sont formées par des micrites grossières (plus de 75% des échantillons ont des cristallométrie supérieures à 2 μ m). A l'inverse, les zones où l'imprégnation en huile est très faible à nulle (aquifère) sont essentiellement composées de particules fines. Les zones à imprégnation discontinue correspondent à des micrites fines ou grossières (50% de chaque). Il est toutefois évident que dans les faciès macroporeux, la mise en place de l'huile sera dictée par la macroporosité.

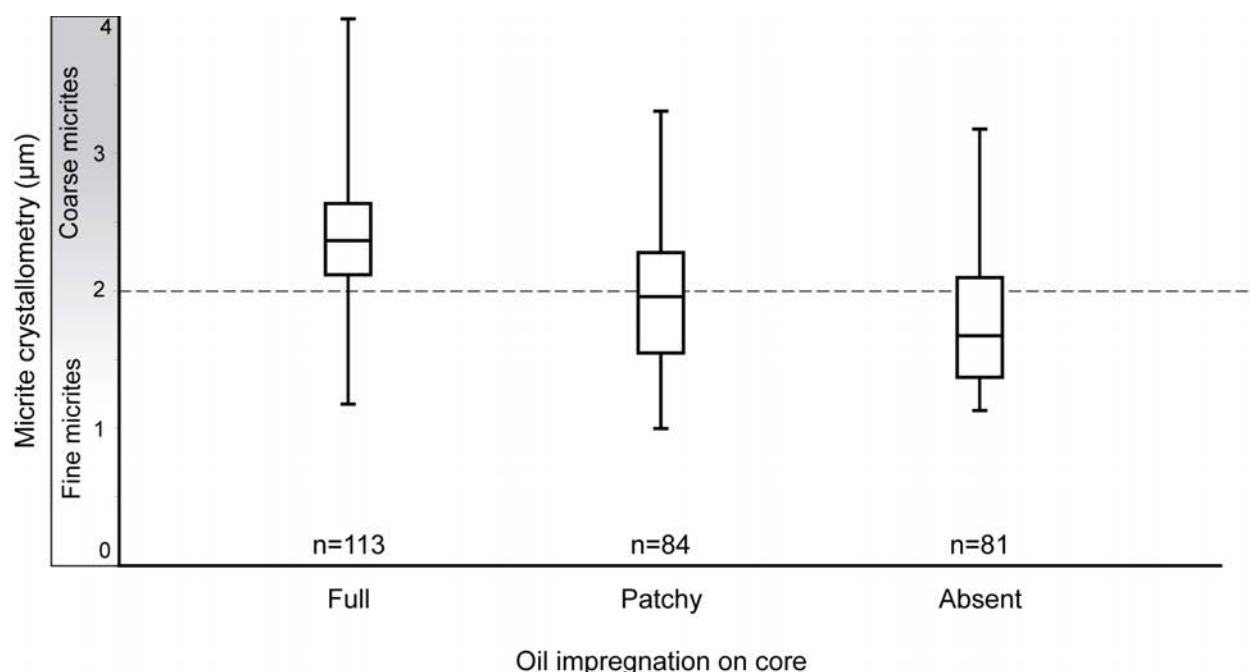


Figure 4.24: Distribution de la cristallométrie des micrites du réservoir par rapport à l'imprégnation en huile observée en carotte. Les bornes de la boîte représentent 25% et 75% de la distribution (quartiles Q1 et Q3), le trait à l'intérieur de la boîte représente la valeur médiane (50% des échantillons). Les bornes extrêmes représentent les minima et maxima de cristallométrie enregistrés pour chaque type d'imprégnation.

L'absence ou la très faible imprégnation en huile des faciès strictement microporeux à micrites fines est expliquée par la moyenne des PTR mesurés sur ces sédiments. En effet, Hassal *et al.* (2004) indiquent que les PTR moyens pour la limite de production de l'huile sont d'environ 0,5µm de diamètre. Cette limite est bien sûr dépendante de la viscosité de l'huile, et de la profondeur du réservoir (Smith *et al.*, 2003). L'étude effectuée par Hassal *et al.* (2004) portant sur des carbonates crayeux de la Formation Shuaiba des Emirats Arabes Unis, elle peut être appliquée au champ Guiriel. **L'absence d'huile prévue dans les pores ayant des PTR inférieurs à 0,5µm de diamètre est un élément fondamental dans la compréhension de la barrière stratigraphique localisée à l'ouest du champ.** En effet, les mesures de PTR effectuée sur le puits C donnent des PTR moyens systématiquement inférieurs à 0,3µm (diamètre inférieur à 0,6µm).

3.4. Liens avec le Gamma Ray

Comme pour les données de saturation en eau, la comparaison entre l'évolution verticale de la cristallométrie des micrites et le Gamma ray spectral (SGR) ne peut être effectuée point par point à cause d'un changement d'échelle trop important et surtout de la résolution verticale de ce type de mesure diagaphique (environ 60cm). Toutefois il est possible d'étudier les grandes tendances verticales (Fig. 4.25).

L'intervalle 1 et la zone de transition définie pour la cristallométrie des micrites correspondent à des valeurs très faibles du SGR (entre 10 et 15API). La zone de transition montre une diminution de la cristallométrie des micrites associée à l'augmentation du Gamma ray, ainsi la base de la zone de transition correspond au premier pic important de SGR. L'intervalle 2 présente essentiellement des micrites fines, mais il correspond surtout aux plus fortes valeurs du SGR enregistrées en continu, aux alentours de 25 à 30API. Cet intervalle correspondant à une imprégnation discontinue ou absente (sommet de l'aquifère) est expliqué par une proportion plus importante de résidus insolubles (argiles et matière organique – Boichard *et al.*, 2005). Sous la limite SB7, les micrites grossières de l'intervalle 3 correspondent à une zone de transition dans les données Gamma ray qui diminue progressivement. Enfin, l'intervalle 4 correspond à des micrites essentiellement fines et à des valeurs de SGR d'environ 20API, qui diminuent quand la cristallométrie des micrites augmente.

Les variations du SGR sont essentiellement liées à la présence des argiles et surtout de la matière organique portant l'Uranium. Il serait envisageable que dans les matrices micritiques les plus grossières et les plus hétérogènes (par exemple dans l'intervalle 1) la matière organique puisse être lessivée, influant ainsi sur les valeurs du SGR.

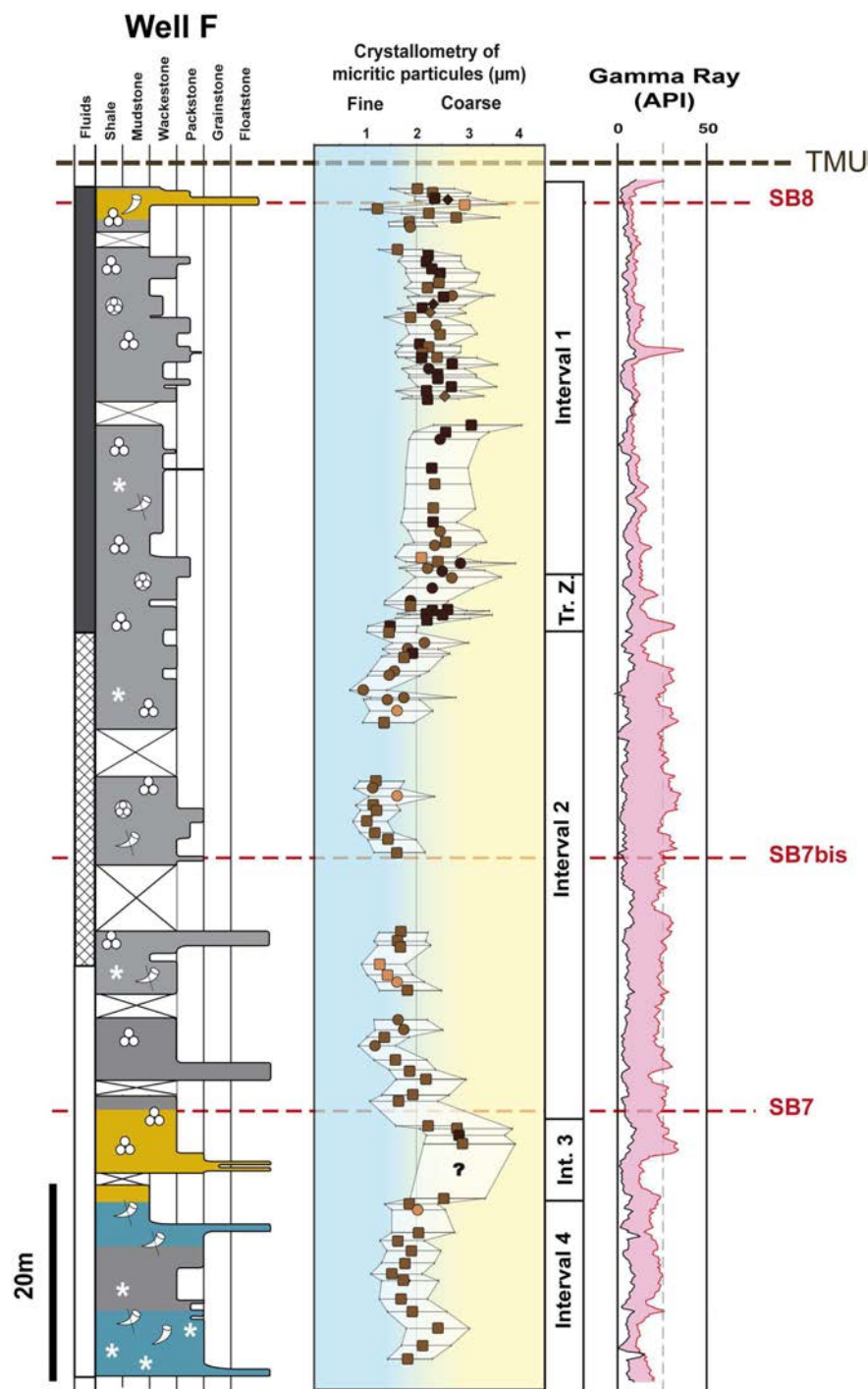


Figure 4.25 : Mise en relation de la cristallométrie des micrites avec les données de Gamma ray du puits F.

4. Relations entre cristallométrie et système sédimentaire

Les variations verticales de la cristallométrie des particules micritiques ont montré des relations parfois marquées entre les types d'environnements de dépôt et la cristallométrie des particules micritiques (Fig. 4.6). Cette relation doit être analysée et si possible expliquée en comparant l'ensemble des données

sédimentologiques brutes (faciès) et interprétatives (environnements de dépôt) aux cristallométries des particules micritiques.

4.1. Relations cristallométrie - textures

Une faible différence est observée dans les distributions de la cristallométrie des matrices micritiques en fonction la texture initiale (Fig. 4.26). Cependant, 75% des échantillons étudiés dans les textures les plus grossières (packstone à floatstone) ont des cristallométries supérieures à 2 μm (micrites grossières), contre seulement 50% pour les wackestones.

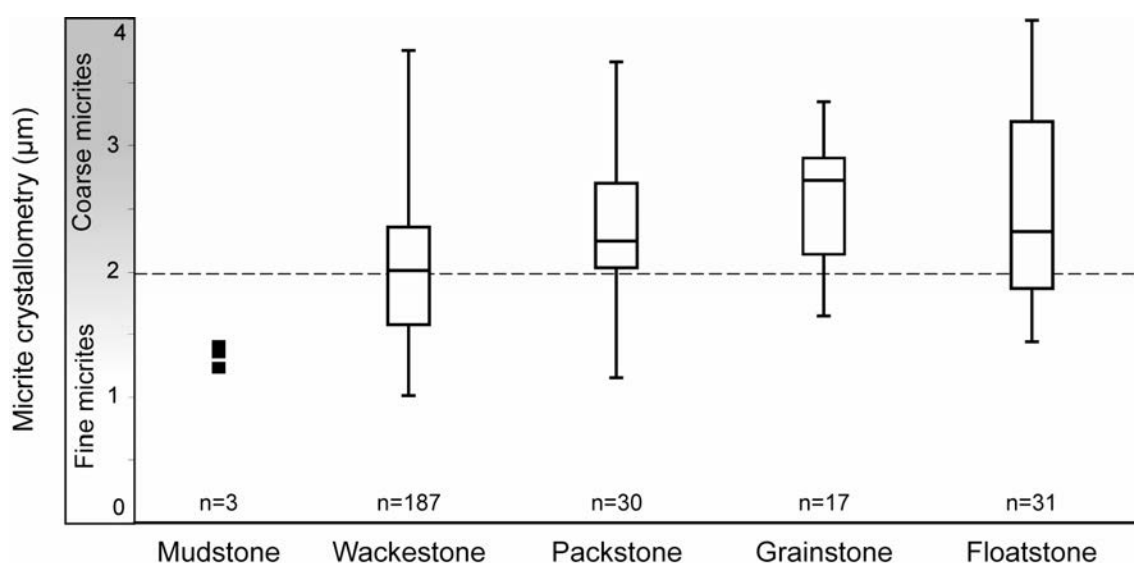


Figure 4.26. : Box plot illustrant la relation existant entre texture sédimentaire initiale et cristallométrie des micrites. Les bornes de la boîte représentent 25% et 75% de la distribution (quartiles Q1 et Q3), le trait à l'intérieur de la boîte représente la valeur médiane (50% des échantillons). Les bornes extrêmes représentent les minima et maxima de cristallométrie enregistrés pour chaque texture.

Un traitement statistique (voir Annexes 4.1) montre que les échantillons ayant des textures packstone, grainstone et floatstone peuvent être regroupés et sont statistiquement différents des échantillons présentant une texture wackestone. Les échantillons à texture mudstone (n=3) n'ont pas été pris en compte dans cette analyse afin de ne pas biaiser les possibles relations entre les autres textures.

4.2. Relations cristallométrie – faciès / environnements de dépôt.

La cristallométrie des matrices micritiques a été mise en relation avec les différents faciès (F1 à F10, Fig. 4.27). La plus petite cristallométrie (environ 1 μm) est mesurée dans le faciès à algues vertes (F4), tandis

que la matrice la plus grossière ($3,98\mu\text{m}$) est observée dans les floatstones à rudistes (F8). Les valeurs médianes mesurées pour chaque faciès sont très hétérogènes, fluctuant entre $1,6\mu\text{m}$ (F6) et $2,6\mu\text{m}$ (F8). Les matrices micritiques du faciès F6 sont les plus fines observées, avec plus de 75% des échantillons sous les $2\mu\text{m}$. A l'inverse, celles observées dans les floatstones à rudistes (F8) sont les plus grossières, avec 75% des échantillons au dessus des $2\mu\text{m}$.

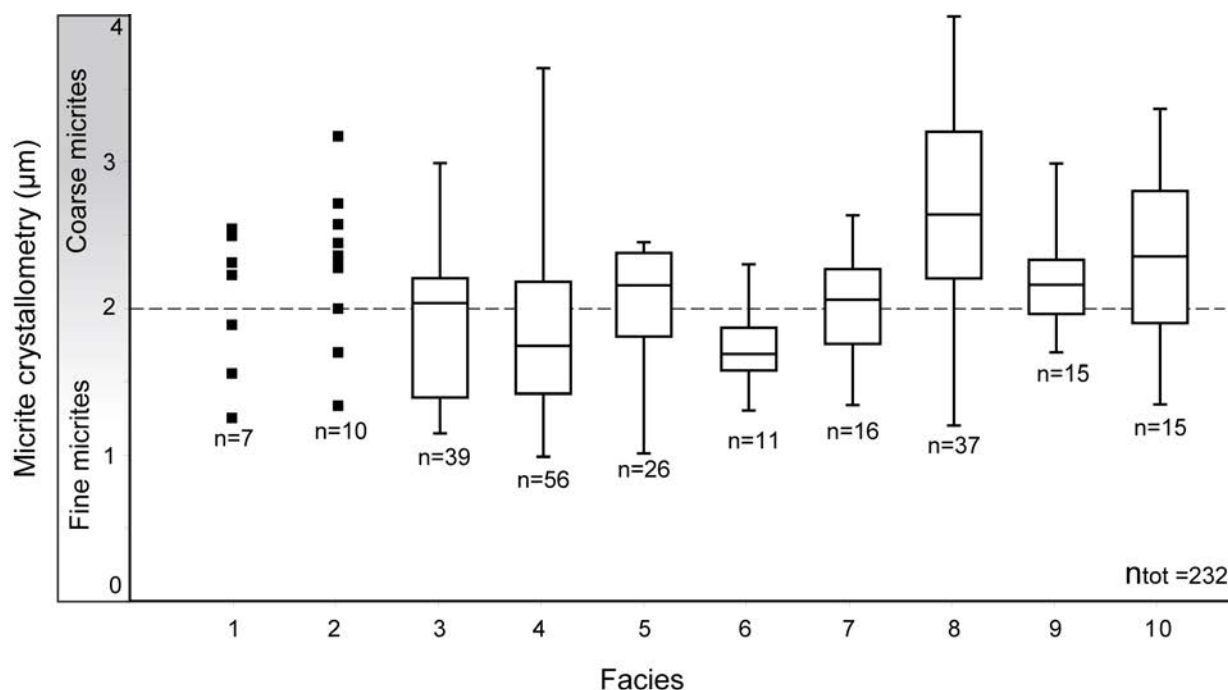


Figure 4.27. *Box plot* illustrant la distribution des cristallométries pour chacun des faciès. Les bornes des boîtes représentent 25% et 75% de la distribution (quartiles Q1 et Q3), le trait à l'intérieur de la boîte représente la valeur médiane (50% des échantillons). Les bornes extrêmes représentent les minima et maxima de cristallométrie enregistrés pour chaque faciès.

Discriminer les différents faciès en termes de cristallométrie des micrites semble ici très difficile. Un traitement statistique (ANOVA - voir Annexes 4.1) permet uniquement de pointer une différence statistique entre le faciès F8 et les faciès F1, F3, F4, F5, F6 et F7. Le faciès F6 est lui aussi différent du faciès F10.

Les relations faciès-cristallométrie des micrites restent donc très complexes. Un changement d'échelle et le passage par les environnements de dépôt semble donc nécessaire pour mieux contraindre les relations entre les matrices micritiques et le système sédimentaire.

En termes d'environnements de dépôt (Fig. 4.28), il ressort que les micrites grossières dominent dans les matrices micritiques des faciès déposés en domaine de *shoals* bioclastiques et d'arrière *shoals* (c'est en particulier le cas dans la paraséquence PS7). En revanche, les sédiments de plate-forme interne présentent en proportion égales des micrites fines et des micrites grossières.

Les ANOVA effectuées (voir Annexes 4.1) mettent en évidence que les trois environnements de dépôts sont différents en termes de cristallométrie, avec des particules significativement plus grosses dans les environnements de *shoals* et d'arrière *shoal*.

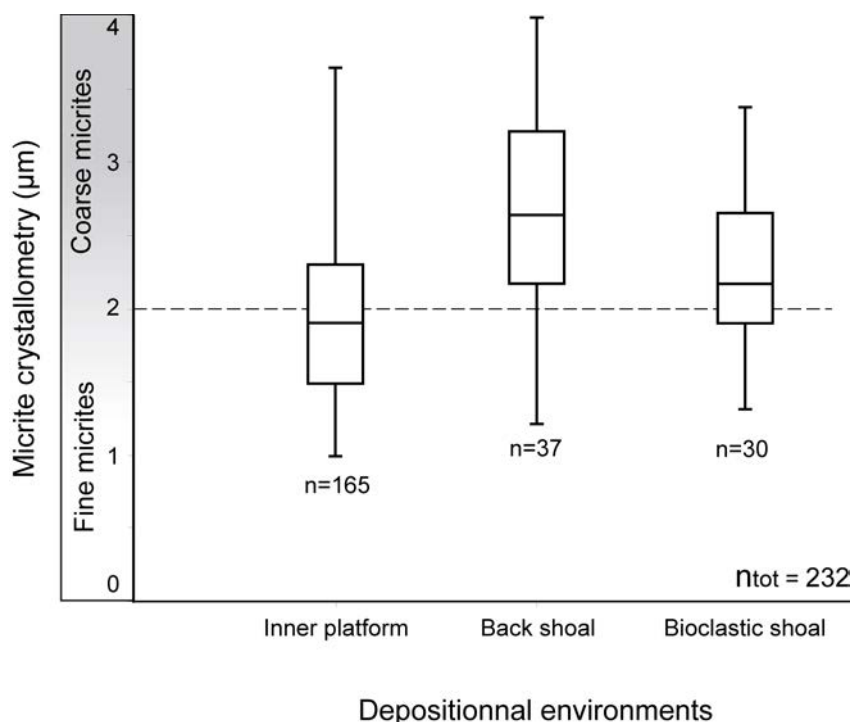


Figure 4.28. : *Box plot* illustrant la distribution des cristallométries pour chacun des environnements de dépôt. Les bornes de la boîte représentent 25% et 75% de la distribution (quartiles Q1 et Q3), le trait à l'intérieur de la boîte représente la valeur médiane (50% des échantillons). Les bornes extrêmes représentent les minima et maxima de cristallométrie enregistrés pour chaque environnement.

4.3. Une origine sédimentaire initiale de la cristallométrie micrites?

Si le but de cette étude n'est pas d'étudier l'origine des particules micritiques, la dichotomie existante en termes de cristallométrie entre les différents environnements de dépôt pose clairement la question d'une origine sédimentaire "initiale" de la taille des particules micritiques. Il a été proposé par Volery *et al.* (2009) que la majorité de la matrice micritique observée était liée à la précipitation *in-situ* de particules de calcite faiblement magnésienne (LMC) à partir de l'eau de mer (hypothèse est généralement admise pour les périodes de mers calcitiques), mais il semble difficile d'envisager une précipitation chimique différentielle entre la plate-forme interne et les *shoals* bioclastiques. Une partie de la matrice micritique résulte du fractionnement des bioclastes (Minoletti *et al.*, 2005; Turpin *et al.*, *in press*). D'autres contrôles sont alors à envisager afin d'expliquer pourquoi les micrites observées dans les *shoals* à rudistes sont généralement plus grossières que celles développées sur la plate-forme protégée. Cependant à ce stade de l'étude il paraît compliqué d'envisager des processus sédimentaires complexes en se basant uniquement

sur l'étude d'un réservoir. Les différentes hypothèses de ce contrôle sédimentologique **indubitable** sur les matrices micritiques seront proposées et développées dans le chapitre de synthèse (Chapitre 6).

5. Synthèse : hétérogénéité sédimentaire et pétrophysique des micrites

Cette partie de l'étude s'est attachée à caractériser l'ensemble des caractères pétrographiques des micrites du champ Guiriel, ainsi que leurs possibles interactions avec l'ensemble des paramètres pétrophysiques et sédimentaires étudiés précédemment. De l'ensemble de ces observations il résulte plusieurs points clés qui sont ici synthétisés.

- Les micrites du champ Guiriel ont des morphologies essentiellement sub-arrondies à polyédrales et se répartissent entre deux pôles extrêmes : (1) les micrites grossières (cristallométrie supérieure à 2µm) généralement peu luminescentes, et (2) les micrites fines (cristallométrie inférieure à 2µm) présentant souvent une luminescence élevée. Entre ces deux extrêmes un grand nombre d'échantillons appartiennent à un pôle intermédiaire en termes de cristallométrie et de luminescence.
- Les échantillons strictement microporeux contenant des micrites fines et luminescentes ont généralement des propriétés pétrophysiques médiocres, leur porosité est variable (5 à 25%), mais leur perméabilité est presque systématiquement inférieure à 10mD, et les rayons de seuils de pores moyens toujours inférieurs à 0,5µm. Ces échantillons fines sont majoritairement associée à de fortes saturations en eau. En revanche, les échantillons strictement microporeux contenant des micrites grossières et peu luminescentes sont associée à de meilleures propriétés réservoir. Ils sont majoritaires dans les zones fortement imprégnées en huile.
- La distribution des différents pôles micritiques peut être partiellement mise en relation avec l'évolution du système sédimentaire, en particulier avec les environnements de dépôt : les micrites grossières dominant nettement dans les environnements de *shoals* bioclastiques et d'arrière *shoals*.
- Une relation entre cristallométrie des micrites et environnements de dépôt ne permet cependant pas d'expliquer les fortes cristallométries observées dans certains dépôts de plate-forme interne pourtant intégrés dans la zone à huile (cas des sédiments boueux imprégnés localisés dans les paraséquences PS9 et PS8).

- Les sédiments relativement peu poreux et peu perméables, non-imprégnés en huile et localisés à l'ouest du champ (puits C) sont exclusivement constitués de micrites fines. Ces matrices micritiques sont associées à des rayons de seuil de pores moyens inférieurs à 0,3µm expliquant en partie l'absence d'huile dans le réseau poreux.

A la suite de ces observations sur les matrices micritiques, un certain nombre de questions restent en suspens parmi lesquelles :

- En premier lieu, quel va être l'impact des processus diagénétiques affectant le champ Guiriel sur la pétrographie des matrices micritiques (morphométrie des particules et surtout luminescence), et leur propriétés pétrophysiques associées?
- Quel vont-être les paramètres de contrôle (sédimentaires et diagénétiques) sur le développement des matrices micritiques, de la microporosité et de leur capacité à stocker des hydrocarbures?

Chapitre 4 – Annexes 4.1

Tableaux de résultats des différentes ANOVA effectuées dans les comparaisons entre la cristallométrie des micrites et les différents paramètres pétrographiques et pétrophysiques.

ANOVA Luminescence – Cristallométrie des micrites

	Poorly luminescent	Dull	Luminescent
Poorly luminescent		4.85E-05	2.18E-05
Dull	6.259		0.2928
Luminescent	8.375	2.116	

F=20,5 p=1,5E-10

ANOVA Texture – Cristallométrie des micrites

	Wackestone	Packstone	Grainstone	Floatstone
Wackestone	0	0.02	0.00026	0.0008
Packstone	4.04	0	0.60	0.77
Grainstone	5.78	1.74	0	0.99
Floatstone	5.39	1.35	0.38	0

F=15,08 p=4,43E-9

Les échantillons présentant une texture mudstone ont été retirés de l'analyse. Le peu d'échantillons (n=3) aurait été un biais occultant les relations entre les autres textures.

ANOVA Faciès – Cristallométrie des micrites

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10
F1	0	0.95	1.00	0.97	1.00	0.81	1.00	0.0122	1.00	0.82
F2	1.87	0	0.50	0.25	0.90	0.08	0.89	0.41	1.00	1.00
F3	1.16	3.03	0	1.00	1.00	1.00	1.00	0.0005	0.82	0.28
F4	1.71	3.58	0.55	0	0.99	1.00	0.99	0.0001	0.57	0.12
F5	0.22	2.10	0.93	1.48	0	0.89	1.00	0.0068	0.99	0.73
F6	2.36	4.24	1.21	0.65	2.14	0	0.90	0.0000	0.27	0.0300
F7	0.26	2.14	0.90	1.45	0.04	2.10	0	0.0062	0.99	0.71
F8	5.08	3.21	6.24	6.79	5.30	7.44	5.34	0	0.15	0.65
F9	1.17	0.70	2.33	2.88	1.40	3.54	1.43	3.91	0	1.00
F10	2.34	0.47	3.50	4.05	2.57	4.71	2.60	2.74	1.17	0

F=9.52 p=2.99E-12

ANOVA Environnements de dépôt – Cristallométrie des micrites

	Innner platform	Back shoals	Shoals
Protected inner platform	0	2.18E-05	0.0035
Back shoals	6.27	0	0.0002
Shoals	6.34	0.07	0

F=36.67 p=1.52E-14

Chapitre 5

Diagenèse et géochimie (champ Guiriel) Impact sur la stabilisation des micrites

*Quand les mystères sont très malins, ils se cachent dans la lumière.
L'ombre n'est qu'un attrape-nigaud*

Giono

Chapitre 5

Diagenèse et géochimie (champ Guiriel) Impact sur la stabilisation des micrites

Objectifs.....	197
1. Méthodes d'étude.....	197
1.1. Microscopie optique, colorations et cathodoluminescence.....	197
1.2. Géochimie.....	198
1.2.1. Isotopie Oxygène – Carbone.....	198
1.2.2. Analyses chimiques élémentaires par sondes EDX.....	199
2. Pétrographie et géochimie des phases diagenétiques.....	200
2.1. Inventaire des phases diagenétiques	201
2.1.1. Ciments calcitiques C0.....	201
2.1.2. Dissolution moldique des bioclastes aragonitiques.....	204
2.1.3. Ciments calcitiques C1.....	205
2.1.4. Vugs et cavités karstiques	228
2.1.5. Dolomite.....	232
2.1.6. Sédiments internes.....	236
2.1.7. Pyrite.....	237
2.1.8. Sulfates.....	241
2.1.9. Fractures.....	245
2.1.10. Ciments calcitiques C2.....	248
2.1.11. Stylolites.....	255
2.1.12. Dissolution tardive de la calcite.....	259
2.2. Géochimie des matrices micritiques.....	265
2.2.1. Chimie élémentaire.....	265

2.2.2. Isotopes stables de l'Oxygène et du Carbone.....	265
3. Bilan de l'enregistrement diagénétique et conséquences pour la stabilisation des micrites du champ Guiriel.....	269
3.1. Diagenèse synsédimentaire (Cénomaniens moyen – Cénomaniens supérieurs)....	272
3.2. Période d'émersion (Turonien inférieur – Turonien supérieur).....	273
3.2.1. Mise en place de l'aquifère météorique.....	273
3.2.2. Evolution de l'aquifère météorique.....	275
3.3. Transgression turonienne et diagenèse d'enfouissement.....	279
4. Synthèse.....	291

Liste des figures et tableaux

Figure 5.1 : Séquence diagenétique "virtuelle" du champ Guiriel. (A) zone à huile actuelle; (B) zone aquifère actuelle.....	200
Figure 5.2 : Pétrographie des cimentations précoces HMC (C0).....	202
Figure 5.3 : Pétrographie des dissolutions moldiques précoces.....	206
Figure 5.4 : Pétrographie des cimentations précoces C1 de l'actuelle zone à huile.....	208
Figure 5.5 : Pétrographie et chronologie des cimentations précoces.....	210
Figure 5.6 : Pétrographie des cimentations précoces C1 de l'actuelle zone aquifère.....	212
Figure 5.7. : Distribution et proportions relatives des différentes zones de cimentation (calcite-dolomite), des surfaces anhydrides de C1a et des pseudomorphoses de sulfates.....	214
Figure 5.8 : Succession des couples non luminescents-luminescents dans les sparites C1 du puits A....	215
Figure 5.9 : Succession des couples non luminescents-luminescents dans les sparites C1 du puits F et comparaison avec la cristallométrie et la luminescence des matrices micritiques.....	216
Figure 5.10 : Succession des couples non luminescents-luminescents dans les sparites C1 des puits C et E.....	217
Figure 5.11 : Transects d'analyses à la sonde EDX (chimie élémentaire).....	218
Figure 5.12 : (A-B) Transects d'analyses du ^{18}O effectués à la microsonde ionique IMS 1270. (C) Comparaison des résultats du ^{18}O avec ceux obtenus par prélèvements mécaniques. (D) Diagramme ^{18}O - ^{13}C illustrant la distribution des différentes phases de cimentation et les données marines issues des coquilles de rudistes (Cénomaniens – Formations Natih et Sarvak).....	220
Figure 5.13 : Modélisations des variations de températures à la surface de la Terre au Crétacé supérieur (Sellwood & Valdes, 2006), entre Décembre et Février (A) et de Juin à Août (B).....	223
Figure 5.14 : Diagramme de fractionnement présentant la composition isotopique des calcites C1.....	224
Figure 5.15 : Carte de la distribution mondiale des valeurs du ^{18}O des précipitations actuelles (Bowen & Wilkinson, 2002; Lachniet, 2009).....	224
Figure 5.16 : Carte de la distribution mondiale des valeurs du ^{18}O des eaux marines actuelles (LeGrande & Schmidt, 2006; Lachniet, 2009).....	225
Figure 5.17 : Néomorphisme progressif de coquilles aragonitiques en LMC (Eocène, Bassin de Paris. Cliché E. Guilleminet).....	226
Figure 5.18 : Carte sismique 3D du top Mishrif / base Laffan révélant des zones interprétées comme étant intensément karstifiées (Vieban <i>et al.</i> , 2006).....	229
Figure 5.19 : Exemples de dissolutions liées au développement des karsts, observées à différentes échelles sous la TMU.....	230

Figure 5.20 : Effets du climat sur l'évolution des carbonates composés à l'origine de HMC, d'aragonite et de LMC (James & Choquette, 1984).....	232
Figure 5.21 : Chronologie et pétrographie des phases de dolomitisation.....	234
Figure 5.22 : Chronologie et pétrographie des sédiments internes.....	238
Figure 5.23 : Pétrographie des cristaux de pyrite P2.....	240
Figure 5.24 : Chronologie et pétrographie des pseudomorphoses de sulfates.....	242
Figure 5.25 : Chronologie et pétrographie des phases de fracturation.....	246
Figure 5.26 : Chronologie et pétrographie des calcites de blocage (C2).....	250
Figure 5.27 : Synthèse des données pétrographiques et géochimiques des différentes phases de cimentation calcitique dans la zone à huile et dans l'actuel aquifère.....	252
Figure 5.28 : Diagramme de fractionnement indiquant la composition possible des calcites C2 si elles étaient précipitées à partir des eaux de formation baignant actuellement les sédiments Mishrif, et la comparaison avec les données isotopiques issues des microprélèvements mécaniques et des données de l'IMS 1270.....	254
Figure 5.29 : Chronologie et pétrographie des stylolites.....	256
Figure 5.30 : Chronologie et pétrographie de la dissolution mésogénétique.....	260
Figure 5.31 : Hypothèse de chronologie des principales phases diagenétiques reportées sur une courbe d'enfouissement du champ Guiriel (modifiée d'après Rahmani <i>et al.</i> , 2010).....	264
Figure 5.32 : (A) Diagramme ^{18}O - ^{13}C des matrices micritiques de chaque puits. (B) Evolution verticale des isotopes ^{18}O - ^{13}C des deux puits de référence en lien avec la cristallométrie et la luminescence des matrices micritiques.....	266
Fig. 5.33 : (A) Modèle proposé par Theiling <i>et al.</i> (2007) expliquant la distribution des valeurs du ^{13}C sous les surfaces d'émersions. (B) Distribution et évolution théorique des données de ^{18}O et ^{13}C dans les différents domaines météoriques (vadose, phréatique...) proposées par Allan & Matthews (1982). (C) Modèle d'évolution du ^{18}O et ^{13}C sous une émersion proposé par James & Choquette (1984).....	268
Figure 5.34 : Evolution diagenétique du champ Guiriel et impact sur la macroporosité et la matrice micritique.....	269
Fig. 5.35 : Corrélation des différents puits indiquant l'extension verticale et latérale de la zone de lessivage (vadose), basée sur la présence des dissolutions, des valeurs négatives des isotopes du carbone et des micrites grossières faiblement luminescentes.....	276
Figure 5.36 : Surcroissances micritiques observées au MEB.....	278
Figure 5.37 : Diagramme diagenétique synthétique pour la zone à huile (A) et la zone aquifère (B). Les différentes phases diagenétiques sont représentées en fonction du temps et interprétées en termes d'évolution des environnements diagenétiques et des propriétés réservoir.....	282

Objectifs

Dans les chapitres précédant, il a été mis en évidence que les particules micritiques qui composent la matrice micritique du réservoir Mishrif du champ Guiriel ont des microtextures variables, notamment en termes de morphométrie. Cette variabilité microtexturale, qui a un impact clair sur les qualités pétrophysiques des faciès les plus micritiques, n'apparaît que partiellement expliquée par des contrôles sédimentologiques, en particulier dans l'intervalle supérieur du réservoir (sous la TMU). Un contrôle diagénétique sur la genèse des microtextures micritiques peut donc être envisagé. Dépendant ou non des faciès initiaux, ce contrôle diagénétique est ici abordé au regard des questions suivantes : (1) quelle est l'influence de l'émersion sommitale du Mishrif (TMU) sur les qualités réservoir ? (2) Quelle est l'importance et l'impact de la diagenèse d'enfouissement sur le réservoir ? (3) Quel sont les chronologies et les environnements diagénétiques dans lesquels se fait la stabilisation de la matrice micritique : précoce Vs tardif, météorique Vs marin Vs enfouissement, etc... ?

Pour répondre à ces questions, ce chapitre s'efforcera de décrire de manière exhaustive la séquence diagénétique affectant le champ Guiriel depuis le dépôt des sédiments jusqu'à la situation actuelle. Au final, un modèle d'évolution hydrologique et diagénétique du champ Guiriel au cours du temps sera proposé, de façon à contraindre l'impact de la diagenèse (précoce et tardive) sur les phénomènes de stabilisation des matrices micritiques et sur l'acquisition des propriétés pétrophysiques.

1. Méthodes d'étude

1.1. Microscopie optique, colorations et cathodoluminescence

Les lames minces ($n = 237$) ont été observées en microscopie LPA, LPNA et 75% d'entre elles (180) ont fait l'objet d'une étude en cathodoluminescence (appareils Technosyn 8200 MK2, tension opératoire de 15 à 18KV, ou Luminoscope ELM3 avec une tension opératoire comprise en 8 et 12KV, montés sur un stéréomicroscope Leica MZ12, avec caméra AxioCam MrC5 refroidie par effet Peltier). Les principes de la cathodoluminescence (CL) et l'intérêt de l'utilisation de ce type de caméra sont décrits et discutés dans Pagel *et al.* (2000), Witkowski *et al.* (2000) et Boggs & Krinsley (2006). Pour la cathodoluminescence avec le Technosyn 8200 MK2 un temps d'acquisition et un traitement d'image identiques ont été appliqués à chaque prise de vue de façon à pouvoir comparer au mieux les teintes de luminescences (analyse semi-quantitative). Ce traitement d'image a aussi permis de comparer la luminescence des ciments et celle des micrites. Une partie des lames minces a également été sélectionnée pour faire l'objet de colorations par un mélange Alizarine-Ferricyanure de potassium selon la méthode de Dickson (1966).

Ces colorations ont pour but d'estimer les proportions de fer dans les ciments calcitiques et dolomitiques (coloration rose pour les calcites non ferreuses, mauve à violet pour les calcites ferreuses et bleu-vert pour la dolomie ferreuse).

1.2. Géochimie

1.2.1. Isotopie Oxygène – Carbone

Les analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone sur roche totale ont été effectuées au CSTJF de Total à Pau au fur et à mesure des études sédimentologiques et diagenétiques faites sur les différents puits. A titre d'exemple, les analyses effectuées sur le puits A datent de 1992, et celles effectuées sur le puits G de 2002. Les poudres d'échantillons ont été attaquées à 25°C par de l'acide phosphorique à 100% pour dosage du CO₂ par spectrométrie de masse. Les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène (notés respectivement ¹³C & ¹⁸O) sont donnés en ‰ par rapport au standard *Pee-Dee Belemnite* (PDB), et l'erreur analytique est inférieure à 0,2%. Les données ¹³C et ¹⁸O en roche totale ont été par des analyses ponctuelles mesurées avec le même protocole analytique sur des micro-prélèvements à la fraise de dentiste de ciments monophasés et de micrite pure.

Des analyses ponctuelles du ¹⁸O ont également été réalisées grâce à l'utilisation de la sonde ionique IMS 1270 (SIMS) du CRPG de Nancy (Juin 2008) sur les ciments sparitiques et dolomitiques de quelques lames minces. Cette technique permet d'analyser des surfaces elliptiques de petites tailles (grand axe de l'ordre de 30µm) afin d'obtenir une résolution spatiale supérieure à celle des prélèvements manuels. En raison de contraintes temporelles et budgétaires, seules trois lames minces ont été analysées, uniquement pour le ¹⁸O (la mesure du ¹³C ne pouvant être effectuée en même temps, elle aurait nécessité un accès plus long au système). Les trois lames minces sélectionnées se devaient d'être représentatives d'un maximum de phases diagenétiques repérées en cathodoluminescence. Afin d'éliminer d'éventuels problèmes de mesures liés au relief de l'échantillon, les lames minces sont polies très finement à la pâte diamantée. Les lames minces sont ensuite découpées à la taille du porte échantillon, et recouvertes d'une fine pellicule d'or (environ 1nm). Les détails de la préparation des différents échantillons sont donnés dans Vincent (2001).

Dans la chambre de la SIMS, le bombardement de l'échantillon par des ions césium (primaires) permet l'éjection d'ions secondaires collectés par un spectromètre de masse qui permet d'obtenir les rapports isotopiques du ¹⁸O. L'ensemble du protocole analytique de l'IMS 1270 est décrit dans Rollion-Bard *et al.* (2003; 2007).

Les valeurs isotopiques de l'oxygène mesurées sur les échantillons sont directement données en V-SMOW par la SIMS, il convient donc de les convertir en V-PDB en utilisant l'équation d'Anderson & Arthur (1983) : $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086 \ ^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86$

Pour les mesures sur la calcite, le standard est un cristal interne au CRPG (MEX) dont le ^{18}O est de 23.64‰ V-SMOW. Avant et après chaque séance d'analyses, une série de mesures sur ce cristal est effectuée. La différence obtenue avec la valeur théorique du MEX est appelée fractionnement instrumental. Ce fractionnement peut varier entre deux séances, voire même lors du changement d'échantillon dans la chambre (Brigaud, 2009). Pour les isotopes de l'oxygène, la reproductibilité est sensée être comprise entre 0,2 et 0,4‰ (Rollion-Bard *et al.*, 2003; 2007; Juillet-Leclerc *et al.*, 2009). Pour le premier échantillon analysé (puits C, 15m bTMU), le fractionnement instrumental a été de -1,2‰ et la reproductibilité des mesures du ^{18}O était de 0,7‰. Pour les deux autres échantillons analysés lors d'une autre séance (puits A, 20m bTMU et puits C, 26m bTMU), le fractionnement instrumental était important (2,3‰), et la reproductibilité des mesures était de 0,97‰ (donc deux à cinq fois supérieur à la reproductibilité décrite par Rollion-Bard *et al.*, 2003; 2007). Certains points de mesure effectués à la SIMS recoupent deux zone de ciments ou ont été effectués sur des zones où les inclusions solides étaient très présentes, risquant de faire varier le signal isotopique. Ces points sont donc non représentatifs. Afin de pouvoir comparer les données issues de la SIMS avec celles provenant des prélèvements mécaniques, il est nécessaire de soustraire les données non représentatives de la SIMS. Tous les points effectués sur le troisième échantillon (puits C, 26m bTMU) recoupent deux zones de ciment calcitique. Il a donc été choisit de retirer cet échantillon du jeu de données.

1.2.2. Analyses chimiques élémentaires par sondes EDX

Des analyses chimiques ont été menées sur trois lames minces (les mêmes que celles utilisées pour les mesures à la microsonde ionique IMS 1270). Ces analyses chimiques ont pour but de contraindre les proportions d'éléments majeurs dans les réseaux cristallins de la calcite et de la dolomite. Après un second polissage, les lames minces ont été recouvertes d'une fine couche de carbone (10nm environ). Les analyses ont été effectuées par spectrométrie dispersive en énergie EDX (Oxford Instruments - logiciel INCA) associées à un MEB (Jeol JSM-7600F) du Département Analyse et Instrumentation de la Faculté des Sciences de l'Université de Bourgogne. Pour ces analyses, le courant est de 15Kv, et la surface analysée est en moyenne de $2\mu\text{m}^2$. Les résultats sont donnés en pourcentage atomique pour chaque élément, et la précision analytique, en atomique, varie légèrement au cours de la session en fonction des éléments mesurés, de la matrice. Ainsi pour l'oxygène, l'erreur analytique a varié de 0,45% à 0,9%; de 0,15 à 0,3% pour le calcium, de 0,04% à 0,1% pour le magnésium, de 0,07% à 0,1% pour le manganèse, et entre 0,08% et 0,1% pour le fer.

2. Pétrographie et géochimie des phases diagenétiques

Des séquençages diagenétiques ont été effectués sur l'ensemble des lames minces disponibles dans cette étude. Principalement basés sur les principes de superposition et de recoupement, ces séquençages diagenétiques décrivent la succession temporelle des phases de cimentations, de fracturations, de dissolutions... (*e.g.* Meyers, 1974; Durlet, 1996). Les caractéristiques pétrographiques et chimiques de ces différentes phases diagenétiques seront présentées dans les paragraphes suivants, ainsi que leur interprétation en termes d'environnements diagenétiques et de nature des fluides parents. Dans le champ Guiriel, la séquence diagenétique "virtuelle" comporte dix-sept phases distinctes, incluant notamment cinq phases de cimentation calcitiques, deux phases de dolomite et trois phases de dissolution (Fig. 5.1).

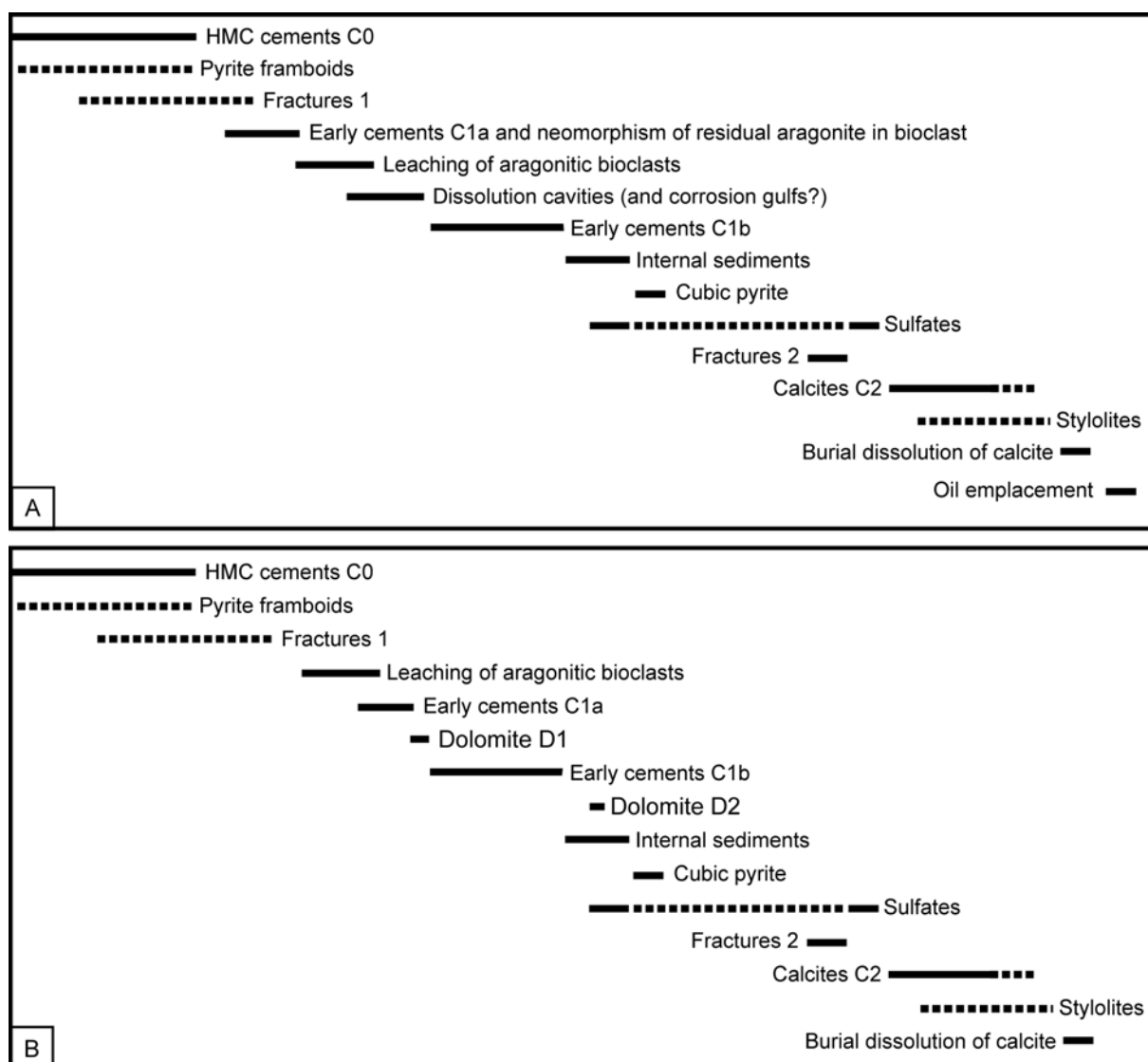


Figure 5.1 : Séquence diagenétique "virtuelle" du champ Guiriel. (A) zone à huile actuelle; (B) zone aquifère actuelle.

Cette séquence est dite virtuelle car elle n'est jamais observée dans sa totalité dans une unique lame mince. Elle est issue d'une compilation des séquençages diagénétiques effectués pour chaque lame mince. L'enregistrement diagénétique n'est pas strictement identique suivant les puits et suivant les intervalles examinés.

2.1. Inventaire des phases diagénétiques

2.1.1. Ciments calcitiques C0

● Description et distribution

Ces premiers ciments forment soit des croissances syntaxiales sur les fragments d'échinodermes (jusqu'à 400µm d'épaisseur), soit (plus rarement) de fines franges isopaques (jusqu'à 300µm d'épaisseur) autour de péloïdes et de bioclastes dans la porosité primaire des sédiments (Fig. 5.2). Il s'agit d'un ciment calcitique non ferreux (non coloré par le ferricyanure de potassium) qui est riche en inclusions sombres, souvent allongées dans le sens de croissance des cristaux. En cathodoluminescence C0 a un aspect nuageux très peu à modérément luminescent, avec de petites plages homogènes qui ne correspondent pas à des zones concentriques. Les tests échinodermes montrent exactement le même type de luminescence.

C0 est très peu développé dans les sédiments micritiques, il est plus fréquent dans les rares grainstones bioclastiques (dans la base des puits G et dans le puits H par exemple). Seules quelques lames montrent un C0 suffisamment développé pour avoir conduit à une "rigidification" précoce du sédiment. C'est le cas dans le puits H sous SB7bis où C0 forme une frange isopaque continue et assez épaisse (jusqu'à 100µm, Fig. 5.2).

● Interprétations

Dans un contexte de plate-forme carbonatée peu profonde, ce type de ciment calcitique très précoce, est classiquement interprété comme ayant été constitué d'une HMC aciculaire (ou syntaxiale), qui est maintenant recristallisée en une LMC riche en inclusions, à luminescence nuageuse (Mutti & Bernoulli, 2003; Richter *et al.*, 2003; Götze & Richter, 2009). Ici, la similarité sous cathodoluminescence entre les tests d'échinodermes et les C0 est un argument très fort pour renforcer cette hypothèse (Durlin, 1996).

Les ciments HMC à morphologie isopaque sont connus pour précipiter en milieu phréatique marin, notamment dans des sédiments perméables où circule une eau de mer fortement saturée vis-à-vis du carbonate de calcium (Dorobek, 1987; Moore, 2001; Seeling *et al.*, 2005; Reinhold & Kaufmann, 2010).

Figure 5.2

Pétrographie des cimentations précoces HMC (C0)

A – B, D : Lumière naturelle

C : Cathodoluminescence

- (A)** Ciments isopaques C0 riches en inclusions (flèches blanches) atteignant 80µm d'épaisseur. Les franges de ciments sont développées autour de fragments de lamellibranches (rudistes ?) affectés par de la dissolution tardive. Les ciments C0 étaient originellement en HMC mais sont maintenant recristallisés par de la LMC. La cimentation très précoce de ces grainstones va rigidifier le sédiment, limitant les phénomènes de compaction mécanique.

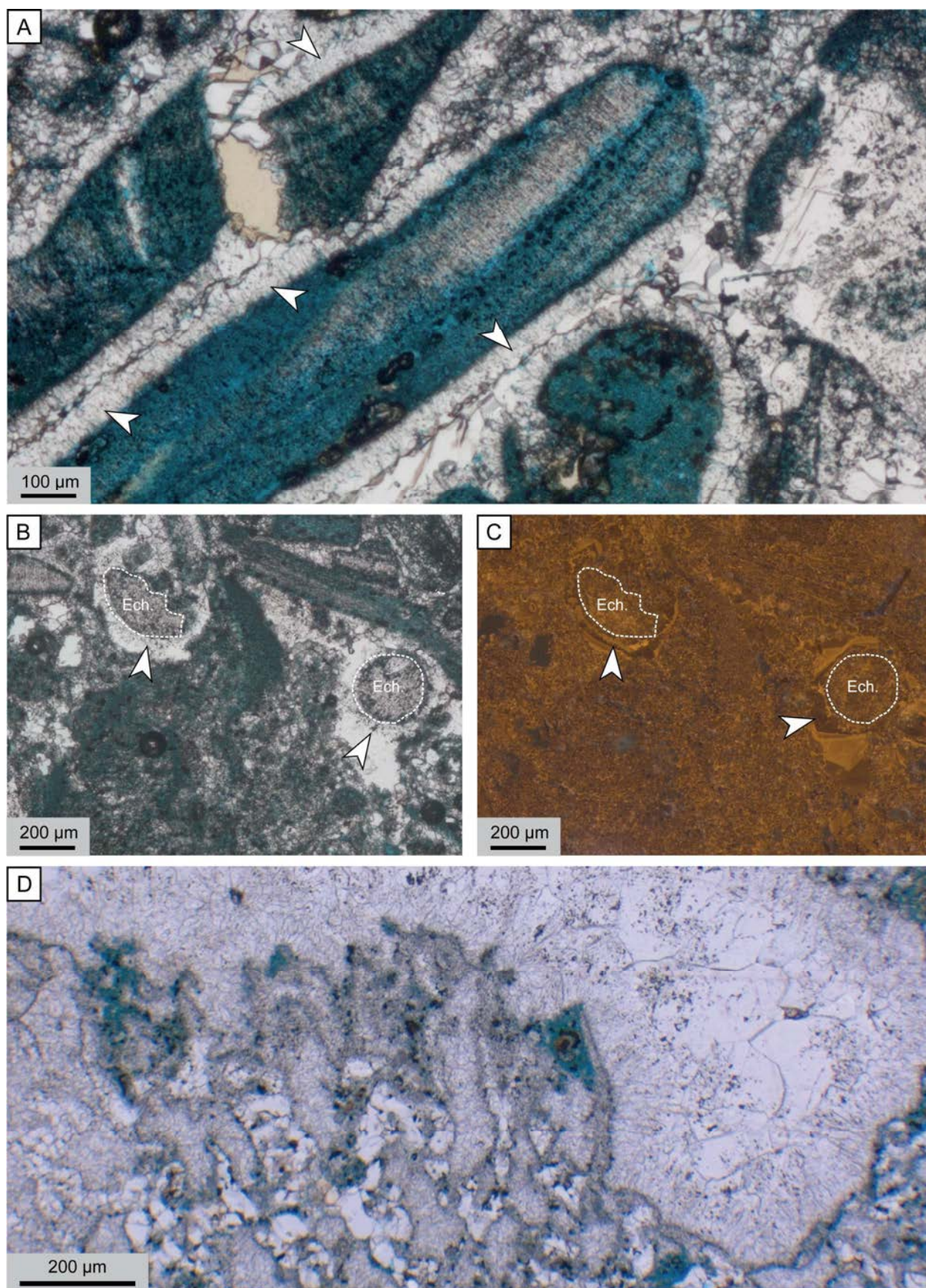
Grainstone riche en bivalves (F9), Puits H, 12m bTMU. Phi : 21,6%; k : 10,54mD.

- (B-C)** Ciments C0 syntaxiaux riches en inclusions (originellement composés de HMC), observés en lumière naturelle (B) et en cathodoluminescence (C) autour de fragments d'échinodermes (Ech.). Les fragments d'échinodermes présentent la même luminescence que les ciments syntaxiaux C0, indiquant une recristallisation concomitante.

Packstone riche en échinodermes (F10), Puits H, 42,6m bTMU. Phi : 23,5%; k : 9,94mD.

- (D)** Cimentation partielle d'une cavité primaire dans un scléractiniaire. Le ciment C0 est isopaque, riche en inclusions (originellement composé de HMC). La frange de ciment est composée d'une série de cristaux en aiguilles.

Floatstone à coraux (F7), Puits F, 110m bTMU. Phi : 1,8%; K : 0,05mD.



Ce type de circulation est plus fréquent dans les premiers décimètres du sédiment (proche de l'interface eau-sédiment) et peut alors conduire à la formation de surfaces durcies sous-marines (Purser, 1980; James & Choquette, 1983; Moore, 2001; Mutti & Bernoulli, 2003; Dickson *et al.*, 2008). Dans le cas du champ Guiriel, et plus généralement dans la formation Mishrif, le faible développement des ciments précoces C0 initialement en HMC explique sans doute la rareté des surfaces durcies sous-marines. Ce faible développement peut avoir 3 explications :

- (1) Le Cénomaniens est considéré comme une période de mer calcitique, à faible rapport Mg/Ca (généralement considéré inférieur ou égal à 1, Sandberg, 1983; Hardie, 1996; Stanley & Hardie, 1998; Steuber & Rauch, 2005), avec une $p\text{CO}_2$ élevée, donc peu propice à la genèse non bioclastique d'aragonite ou de HMC (Sandberg, 1983).
- (2) La formation d'épais ciments marins en HMC nécessite un renouvellement constant de l'eau de mer par l'action des vagues ou des marées dans un sédiment perméable (James & Choquette, 1983; Dorobek, 1987; Seeling *et al.*, 2005). Or, la majorité des sédiments étudiés se sont déposés sur une plate-forme protégée, où les circulations intra-sédimentaires d'eau de mer ne devaient pas être très rapides.
- (3) Bien que protégée de l'action des vagues, la plate-forme interne n'était pas pour autant isolée des eaux du large. L'absence de barrière continue permettait l'entrée de microfaunes de milieux plus externes (voir Chapitre 2). Cette communication avec les eaux du large ne favorisait pas un taux d'évaporation élevé au niveau de la plate-forme interne, donc un taux de sursaturation élevé vis-à-vis de la calcite. Ceci a pu contribuer au faible développement de la HMC isopaque et pourrait aussi expliquer l'absence d'oolites.

2.1.2. Dissolution moldique des bioclastes aragonitiques

● Description et localisation

La dissolution précoce des bioclastes à minéralogie initiale aragonitique, (algues vertes, gastéropodes, hexacoralliaires, une partie des coquilles de rudistes...) est commune, presque systématique, sur l'ensemble de la pile sédimentaire étudiée (Fig. 5.3). Cette phase de dissolution semble postérieure aux ciments marins C0 (jamais observés dans les vides moldiques) mais est généralement antérieure ou contemporaine de la précipitation des ciments calcitiques C1 (voir ci-après). Les vides laissés par cette dissolution peuvent demeurer vides, ou être colmatés ou partiellement colmatés par des sédiments internes micritiques et/ou par de la sparite et de la dolomite. Les vides moldiques non colmatés forment la majorité de la macroporosité détectée dans le réservoir (voir Chapitre 3, Fig. 3.5).

● Interprétation

Dans le cas du champ Guiriel, les critères pétrographiques plaident pour une dissolution moldique relativement précoce (anté ou syn C1) des bioclastes aragonitiques. Toutefois cette dissolution n'est pas strictement synsédimentaire d'une part parce qu'elle est postérieure à C0 et d'autre part parce qu'elle ne s'accompagne que très rarement de phénomènes de collapsés et d'écrasements, indiquant que la matrice micritique était au moins partiellement indurée lors de la disparition de l'aragonite.

En période de mer calcitique, avec une $p\text{CO}_2$ vraisemblablement élevée, la dissolution de l'aragonite peut avoir lieu aussi bien en milieu marin qu'en domaine météorique ou mixte (Longman, 1980; Sandberg, 1983; Melim *et al.*, 2002). Il est donc délicat, à ce stade de la description et de la discussion du séquençage diagénétique, d'attribuer une origine marine, météorique ou mixte à ces dissolutions moldiques précoces.

2.1.3. Ciments calcitiques C1 :

● Description et localisation.

Ces ciments calcitiques limpides (peu d'inclusions solides) présentent deux morphologies contemporaines, des surcroissances syntaxiales sur les fragments d'échinodermes, et des cristaux scalenoédraux pouvant atteindre 500 μm de longueur. Il s'agit de la première phase de ciments précipitant dans les vides moldiques. L'observation de ces ciments en coloration et cathodoluminescence permet parfois de différencier deux sous-zones, C1a et C1b ayant des caractéristiques pétrographiques différentes, inégalement distribuées dans le réservoir (Figs. 5.4 à 5.10).

- Dans l'actuelle zone à huile : Les sparites C1 peuvent représenter jusqu'à 25% du volume actuel de la roche. La sous-zone C1a est fine (jusqu'à 300 μm d'épaisseur maximum, mais généralement inférieure à 100 μm), toujours non ferreuse (non colorée par le ferricyanure de potassium) et très peu luminescente. En volume, C1a représente au maximum 5% des échantillons de l'actuelle zone à huile. Lorsque C1a se développe dans les vides moldiques au détriment de l'aragonite biogène, ses faces sont souvent irrégulières (croissance anhédrale - Fig. 5.4). A l'inverse, dans les rares macropores primaires, la croissance de C1a est parfaitement euhédrale (Fig. 5.4). C1a peut aussi recrystalliser (partiellement) les ciments précoces C0 et les tests d'échinodermes (Fig. 5.5). La sous-zone C1b (jusqu'à 400 μm d'épaisseur) précipite toujours en syntaxie sur la surface de C1a. Non ferreuse elle se distingue de C1a par une luminescence complexe, composée de plusieurs bandes concentriques non ou peu luminescentes assez épaisses (jusqu'à 100 μm) alternant avec de fines franges très luminescentes (jaune-orange).

Figure 5.3
Pétrographie des dissolutions moldiques précoces

A – B, D – E : Lumière naturelle

C : Coloration

(A-B) Vides moldiques laissés par la dissolution de bioclastes aragonitiques. L'imprégnation par de la résine bleue permet d'observer la macroporosité (1,6% de l'échantillon). Les vides moldiques sont tapissés par de petits cristaux sparitiques scalénoédraux correspondant aux zones C1 et C2.

(A) Floatstone à coraux (F7), Puits A, 3,4m bTMU. Phi : 27,3%; k : 35,6mD.

(B) Floatstone à rudistes (F8), Puits C, 2,5m bTMU. Phi : 25,2%; k : 11,24mD.

(C) Fragments d'algues vertes et de gastéropodes dissous et totalement cimentés par des ciments calcitiques non à légèrement ferreux (coloration rose à mauve).

Wackestone à algues vertes (F4), Puits C, 10,2m bTMU. Phi : 9,55%; k : 0,06mD.

(D) Fragments d'algues vertes et de gastéropodes dissous. La macroporosité moldique est totalement obturée par des ciments calcitiques limpides.

Wackestone à algues vertes (F4), Puits F, 65,3m bTMU. Phi : 6,2%; k : 0,12mD

(E) Fragment de gastéropode dissous et partiellement cimenté par de petits cristaux sparitiques scalénoédraux atteignant 150µm d'épaisseur. La porosité moldique résiduelle est obturée par un remplissage interne micritique postérieur aux cristaux sparitiques.

Wackestone à algues vertes (F4), Puits A, 1,15m bTMU. Phi : 19,5%; k : 11,7mD

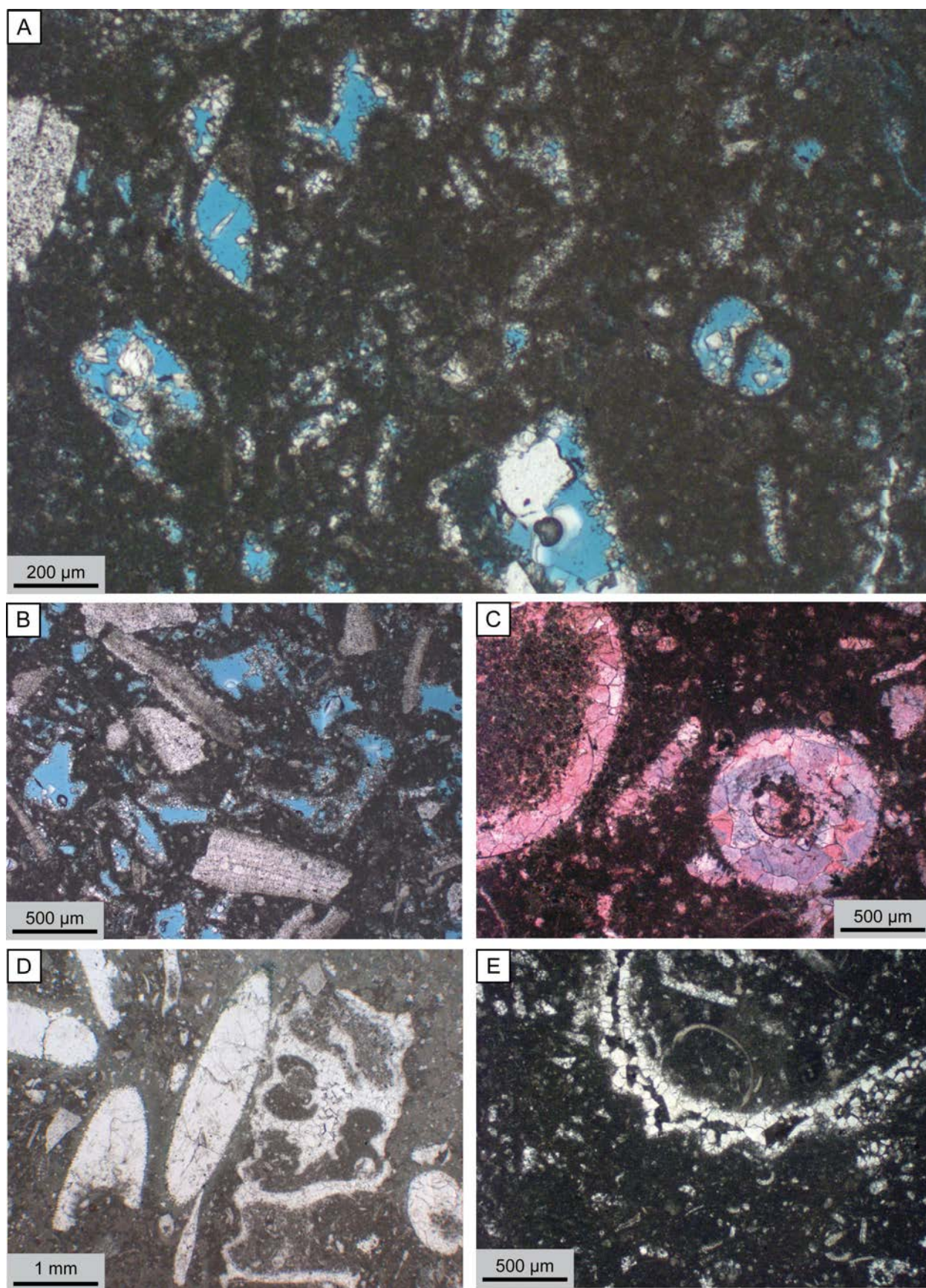


Figure 5.4**Pétrographie des cimentations précoces C1 de l'actuelle zone à huile**

A, C : Colorations

B, D – E : Cathodoluminescence

- (A) Frange de cristaux scalénoédraux C1, non ferreux (teinte rose en coloration) développée dans un scléractiniaire dissous. La macroporosité moldique et les ciments C1 sont scellés par un sédiment interne micritique.

Wackestone à Préalvéolines (F5), Puits H, 2m bTMU. Phi : 5,2%; k : 0,15mD.

- (B-C) Cimentation d'un vide moldique (gastéropode?) par les ciments C1 à C2, observée en cathodoluminescence (B) et en coloration (C). Les ciments C1 présentent une morphologie scalénohédrale et sont toujours non ferreux et non luminescents. C2 est ici légèrement ferreuse (coloration mauve) et n'obture pas totalement la macroporosité moldique résiduelle.

Wackestone à *Dukhanian* & miliolites (F1), Puits F, 25m bTMU. Phi : 12,5%; k : 3,4mD.

- (D) Cimentation d'un vide moldique par les calcites C1 et C2. Les premiers ciments C1 sont bien développés (jusqu'à 500µm) et forment des scalénoèdres très luminescents. La surface de C1a est anhédrale. Une grande partie de la macroporosité moldique est comblée par les calcites C2, très luminescentes et affectées par du *sector-zoning*.

Floatstone à rudistes (F8), Puits F, 3,7m bTMU. Phi : 5,1%; k : 0,03mD.

- (E) Cimentation partielle d'un vide moldique (algue verte dissoute). Les ciments C1a et C1b sont bien développés. C1a présente une luminescence et une géométrie complexe, suggérant que C1a précipite en remplacement partiel de l'aragonite biogène. C1b présente ici une très large zone non luminescente bordée par deux très fines franges luminescentes. Sa morphologie euhédrale suggère une précipitation dans un vide, après dissolution totale de l'aragonite de ce bioclaste. C2, peu épaisse, est confinée à la partie supérieure de l'image.

Wackestone à grands foraminifères benthiques (F2), Puits F, 22,25m bTMU. Phi : 12,8%; k : ?

- (F) Cimentation partielle d'un vide moldique (fragment d'algue verte dissoute?). Les sous-zones C1a et C1b sont peu épaisses (100µm maximum) et présentent une morphologie scalénohédrale. La surface de C1a est irrégulière (ligne pointillée) et C1b présente deux à trois petites bandes luminescentes. C2 obture une partie de la porosité résiduelle et est affectée par un *sector-zoning*.

Floatstone à coraux (F8), Puits A, 4m bTMU. Phi : 27,3%; k : 35,5mD.

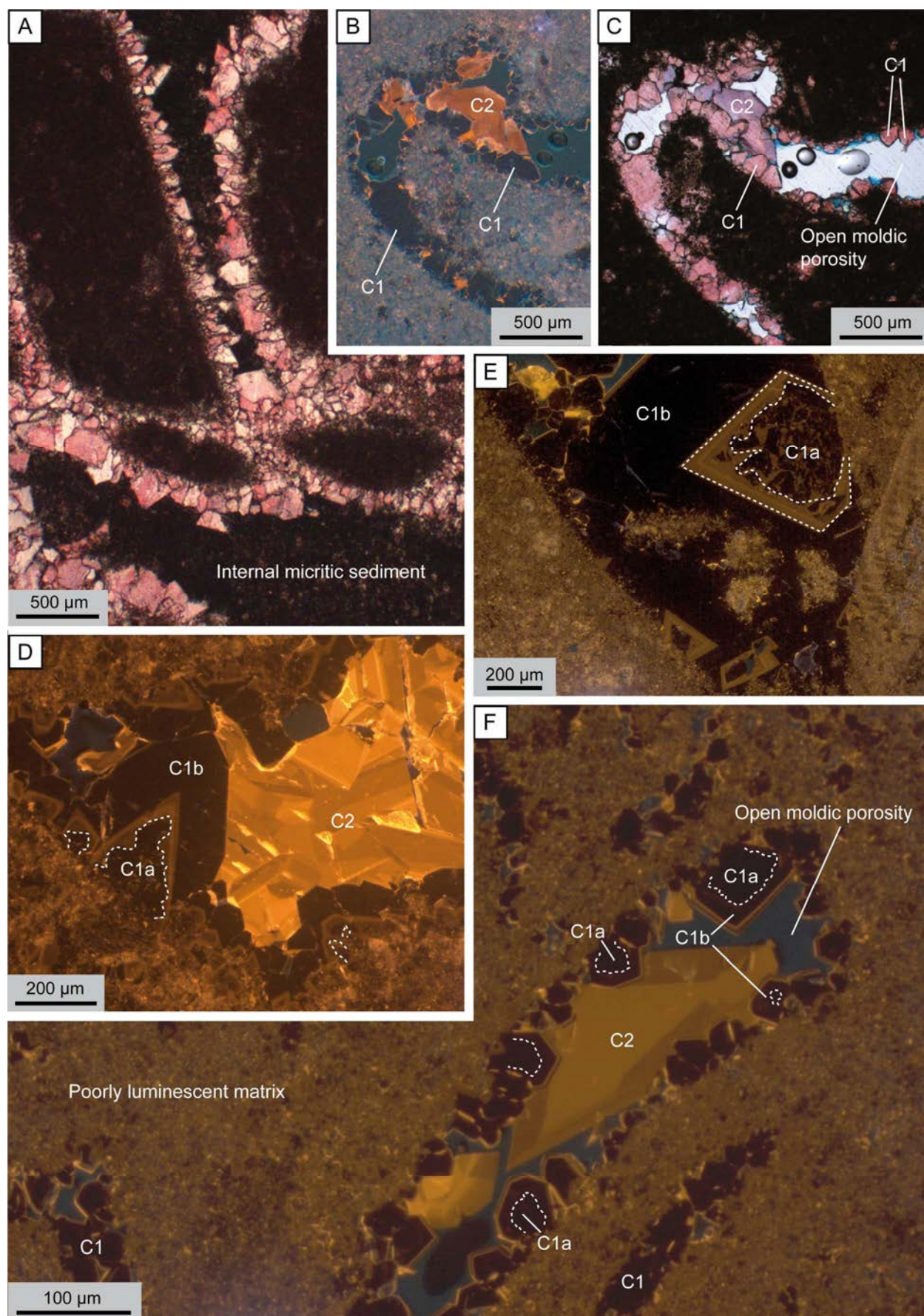


Figure 5.5**Pétrographie et chronologie des cimentations précoces**

A : Colorations

B – E : Cathodoluminescence

- (A) Cimentation de l'espace interparticulaire d'un grainstone à péloïdes par les ciments C1 à C2. C1 forme la grande majorité des ciments observés. C2 forme de petits cristaux peu à légèrement ferreux (coloration mauve – flèches blanches). Une très fine frange isopaque de ciments fibreux (originellement en HMC) a aussi été observée autour de certains de ces péloïdes.
Grainstone à péloïdes (F10), Puits F, 9m bTMU. Phi : 19,6%; k : 2,9mD.
- (B) Cimentation d'un grainstone à péloïdes par les ciments C1 et C2. Les ciments C1 forment des franges isopaques de ciments scalénohédraux. La zone C1a est extrêmement réduite (quelques microns) et présente une surface irrégulière. C2 est ici peu développée et n'obture qu'une partie de l'espace inter-particulaire résiduel.
Floatstone à rudistes (F8), Puits F, 5m bTMU. Phi : 6,5%; k : 0,05mD.
- (C-D) Cimentation syntaxiale par les calcites C1 à C2. La première sous-zone C1a est non luminescente et recristallise partiellement le débris d'aragonite. C1b est globalement plus luminescente mais présente de très fines franges à faible contraste. La zone C2, à luminescence terne, obture la porosité résiduelle.
(C) : Grainstone à débris de bivalves (F9), Puits H, 12m bTMU. Phi : 18,5%; k : 2,9mD.
(D) : Wackestone à algues vertes (F4), Puits H, 10m bTMU. Phi : 18,9%; k : 1mD.
- (E) Cimentation syntaxiale autour de fragments d'échinodermes par les calcites C1 à C2. Les restes d'échinodermes présentent une luminescence complexe, suggérant une recristallisation multiphasée. La première sous-zone C1a est non luminescente et suivie par une sous-zone plus luminescente avec de fines franges moins luminescentes (C1b). La zone C2, à luminescence terne, obture la porosité résiduelle.
Grainstone à péloïdes et échinodermes (F10), Puits A, 4m bTMU. Phi : 21,6%; k : 10,5mD.

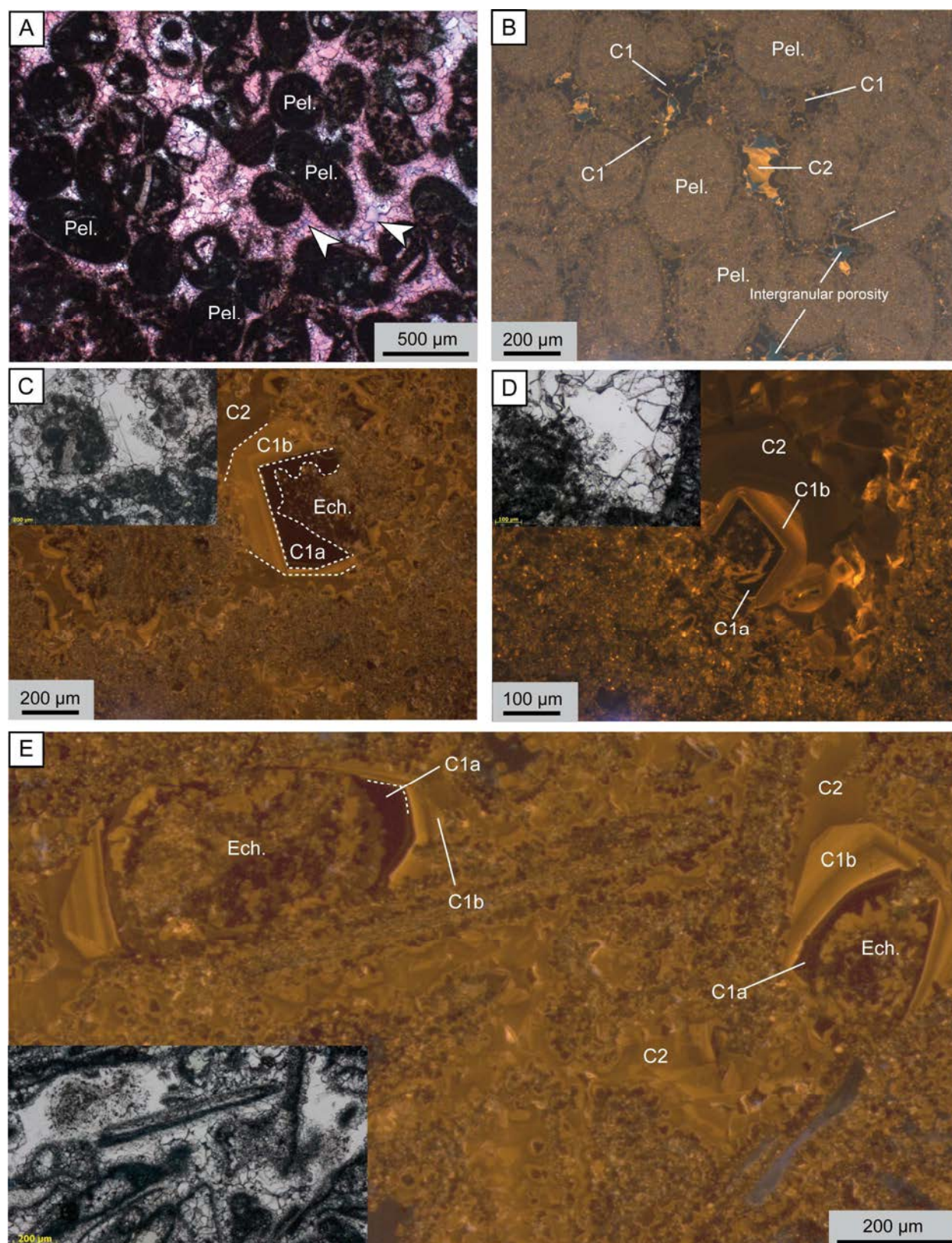


Figure 5.6

Pétrographie des cimentations précoces C1 de l'actuelle zone aquifère

A, C, F, G : Colorations

B, D, E, H : Cathodoluminescence

(A-B) Cimentation d'un vide moldique (dasycladale dissoute) par les calcites C1 (scalénoédrale) et C2, observée en coloration (C) et en cathodoluminescence (D). La première sous-zone C1a, euhédrale, est non ferreuse (teinte rose en coloration) et présente une très faible luminescence. La sous-zone C1b montre une incorporation complexe du fer (alternance de franges mauves et rose) et est légèrement plus luminescente que C1a (elle est probablement plus riche en Mn). La porosité résiduelle est comblée par C2 (ciment de blocage), très luminescent et affecté par du *sector-zoning*. Ici, la zone C2 précipite de façon syntaxiale sur C1.

Wackestone à algues vertes (F4), Puits F, 58,6m bTMU. Phi : 12,6%; k : 0,2mD.

(C) Cimentation d'un vide moldique (lamellibranche dissout?) par les ciments précoces C1. C1a est non ferreux (teinte rose en coloration) et recristallise les ciments HMC (C0). La sous-zone C1b est bien développée et présente une première frange contenant du Fer (coloration bleue), et une frange externe non ferreuse.

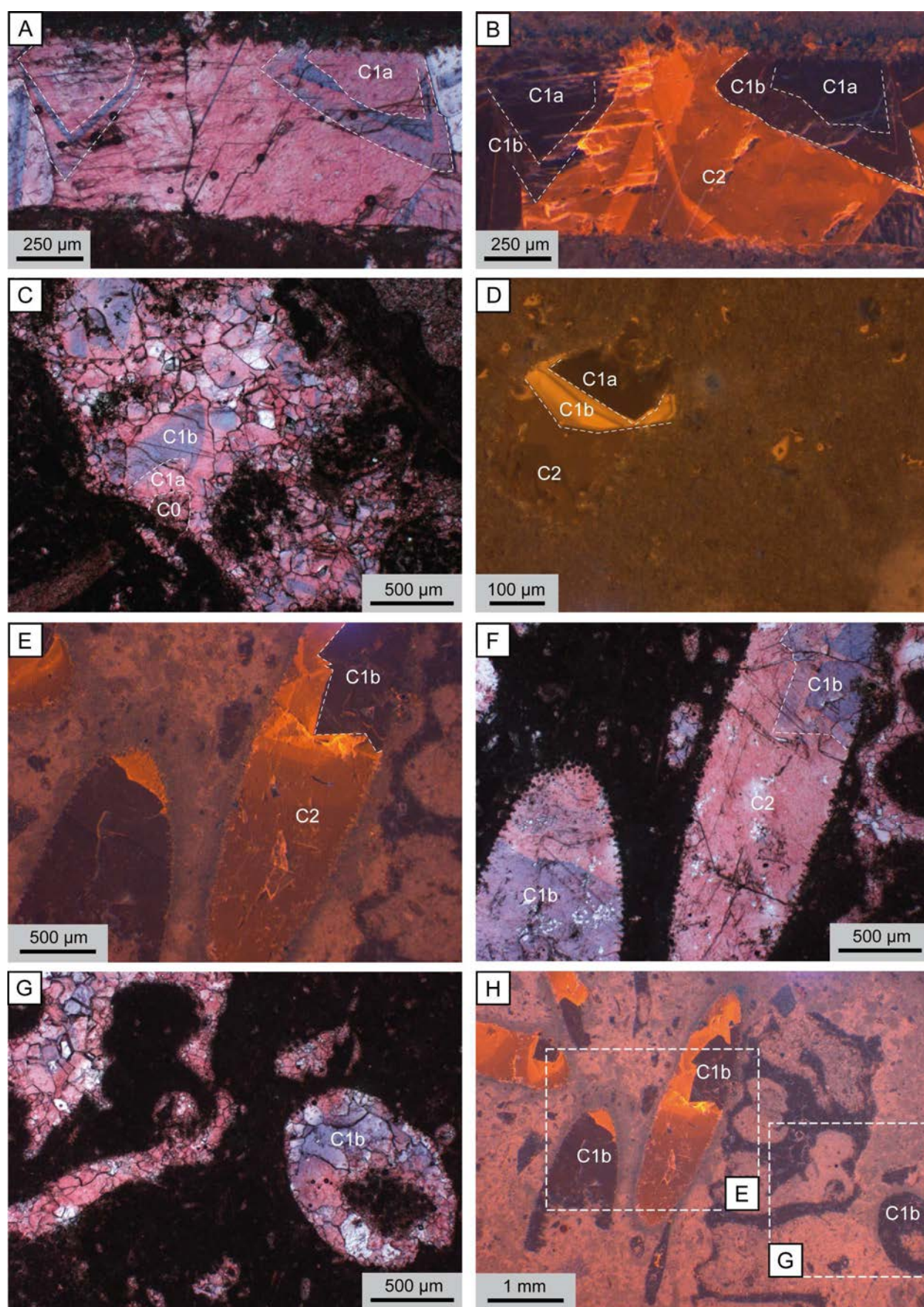
Floatstone à coraux (F7), Puits F, 71,15m bTMU. Phi : 21,7%; k : 15,61mD.

(D) Cimentation d'un petit vide moldique par les calcites C1 et C2. La première sous-zone C1a est non luminescente. C1b est très luminescente et présente de très fines franges faiblement luminescentes. La zone C2, à luminescence terne, obture la macroporosité résiduelle.

Wackestone à *Dukhanian* & miliolites (F1), Puits C, 21m bTMU. Phi : 11,6%; k : 0,32mD.

(E-H) Cimentation totale de plusieurs vides moldiques (dasycladales et gastéropodes dissous) observée en coloration (F-G) et en cathodoluminescence (E-H). La sous-zone C1a est systématiquement absente dans les restes d'algues vertes. C1b est bien développée, ferreuse à peu ferreuse (coloration bleue à rose), et très peu luminescente. Une frange plus luminescente est détectée et correspond en coloration à la frange la moins ferreuse. C2 est ici non ferreuse, très luminescente et précipite parfois en syntaxie sur C1b.

Wackestone à algues vertes (F4), Puits F, 65,24m bTMU. Phi : 6,2%; k : 0,12mD.



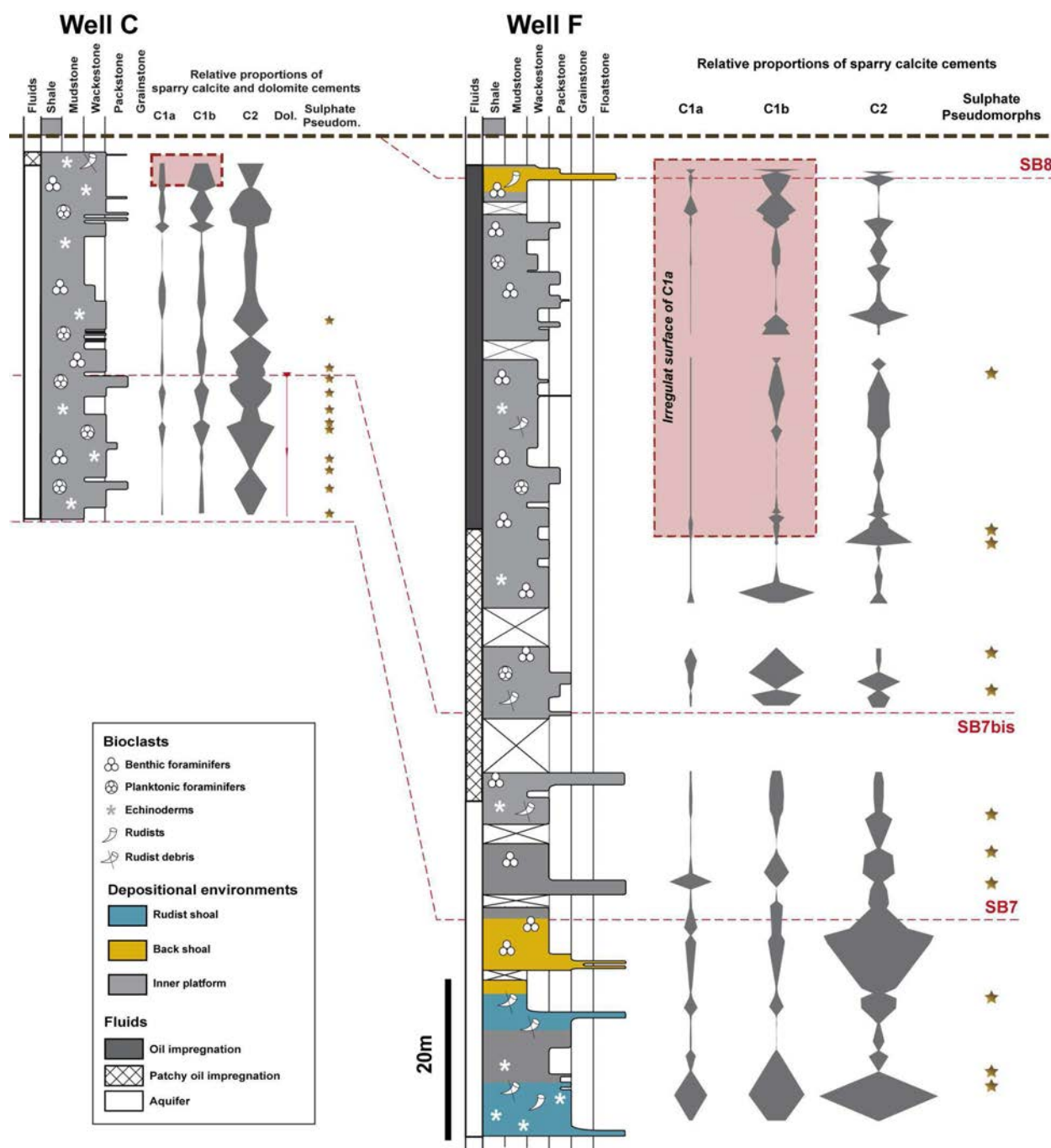


Figure 5.7. : Distribution et proportions relatives des différentes zones de cimentation (calcite-dolomite), des surfaces anhydrides de C1a et des pseudomorphoses de sulfates qui seront décrites dans les prochains paragraphes.

- Dans l'actuelle zone aquifère : Le développement des sparites C1 représente jusqu'à 15% maximum de la roche dans les intervalles les plus grossiers (Fig. 5.7). La sous-zone C1a, est ici toujours non ferreuse (non colorée par le ferricyanure de potassium), mais légèrement plus luminescente (brun foncé) que dans la zone à huile (Fig. 5.6). En comparaison avec la partie supérieure du réservoir, la surface de C1a est systématiquement euhédrale, ne se terminant jamais par une surface irrégulière. Dans certains vides moldiques (en particulier dans les puits F et à la base du puits A), les C1a peuvent être très finement

zonées, comprenant jusqu'à dix très fines franges lumineuses. Toujours dans la zone aquifère, la sous-zone C1b peut être épaisse d'environ 500µm dans les plus grandes cavités, et représente jusqu'à 15% des échantillons. Les colorations alizarine-ferricyanure montrent que C1b est ici successivement ferreuse et non ferreuse (Fig. 5.6). Le plus souvent, deux bandes ferreuses encadrent une bande non ferreuse (Fig. 5.6), quoi que d'autres agencements soient possibles, les bandes ferreuses peuvent notamment être absentes. En cathodoluminescence, les zones ferreuses sont souvent modérément lumineuses tandis que les zones non ferreuses présentent une vive luminescence jaune-orange. Comme dans la zone à huile, les ciments C1b sont zonés, mais montrent généralement un fort développement des bandes brillantes au détriment de fines bandes peu lumineuses. L'échantillonnage effectué sur l'ensemble des forages carottés permet une observation fine de la distribution verticale de tous les couples non luminescent-luminescent observés dans C1 (Figs. 5.8 à 5.10). La succession de ces différentes bandes paraît ici homogène, corrélable à l'échelle du réservoir, avec toutefois des variations locales de l'épaisseur de chacune des bandes.

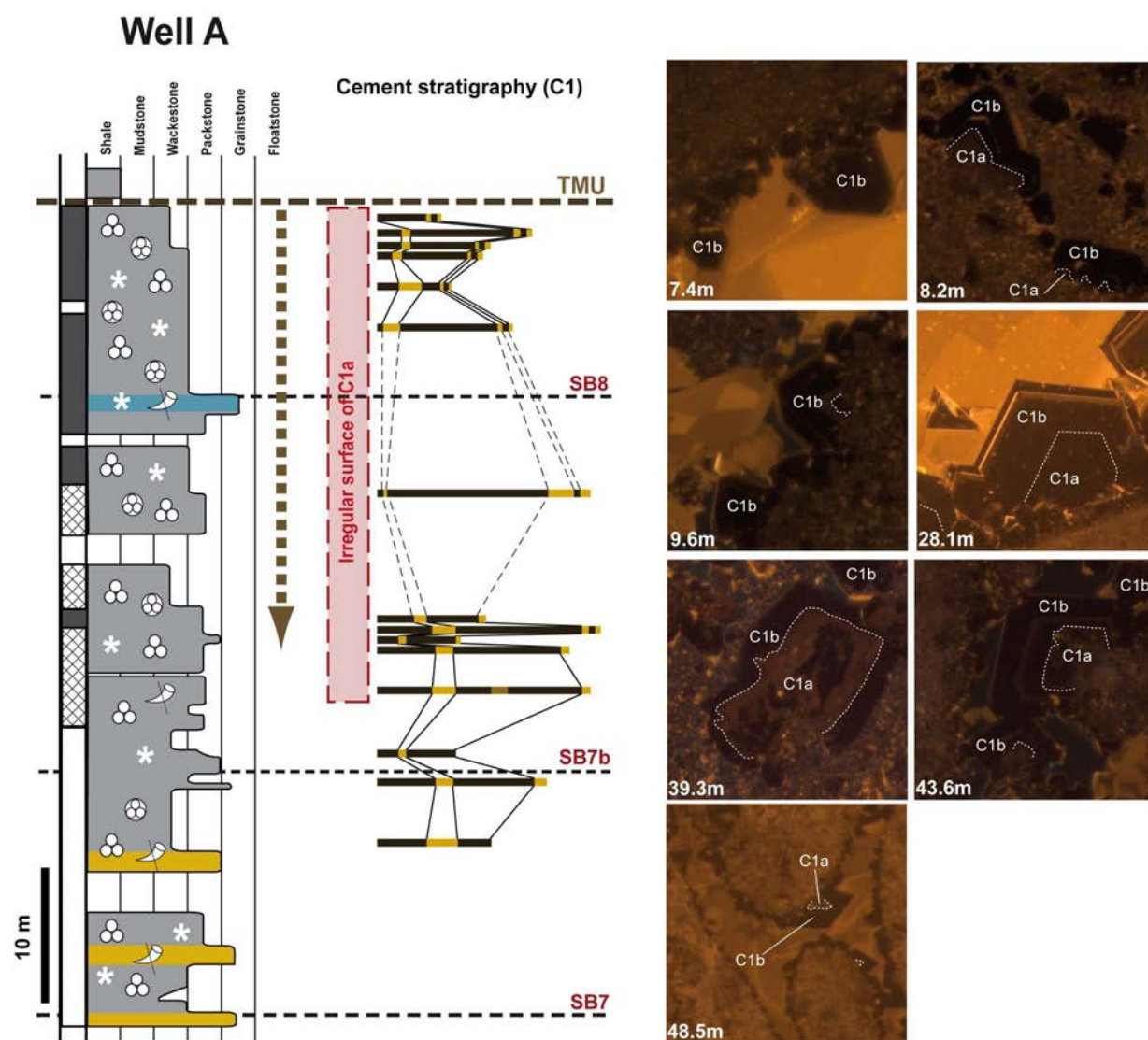


Figure 5.8 : Succession des couples non luminescents-luminescents dans les sparites C1 du puits A.

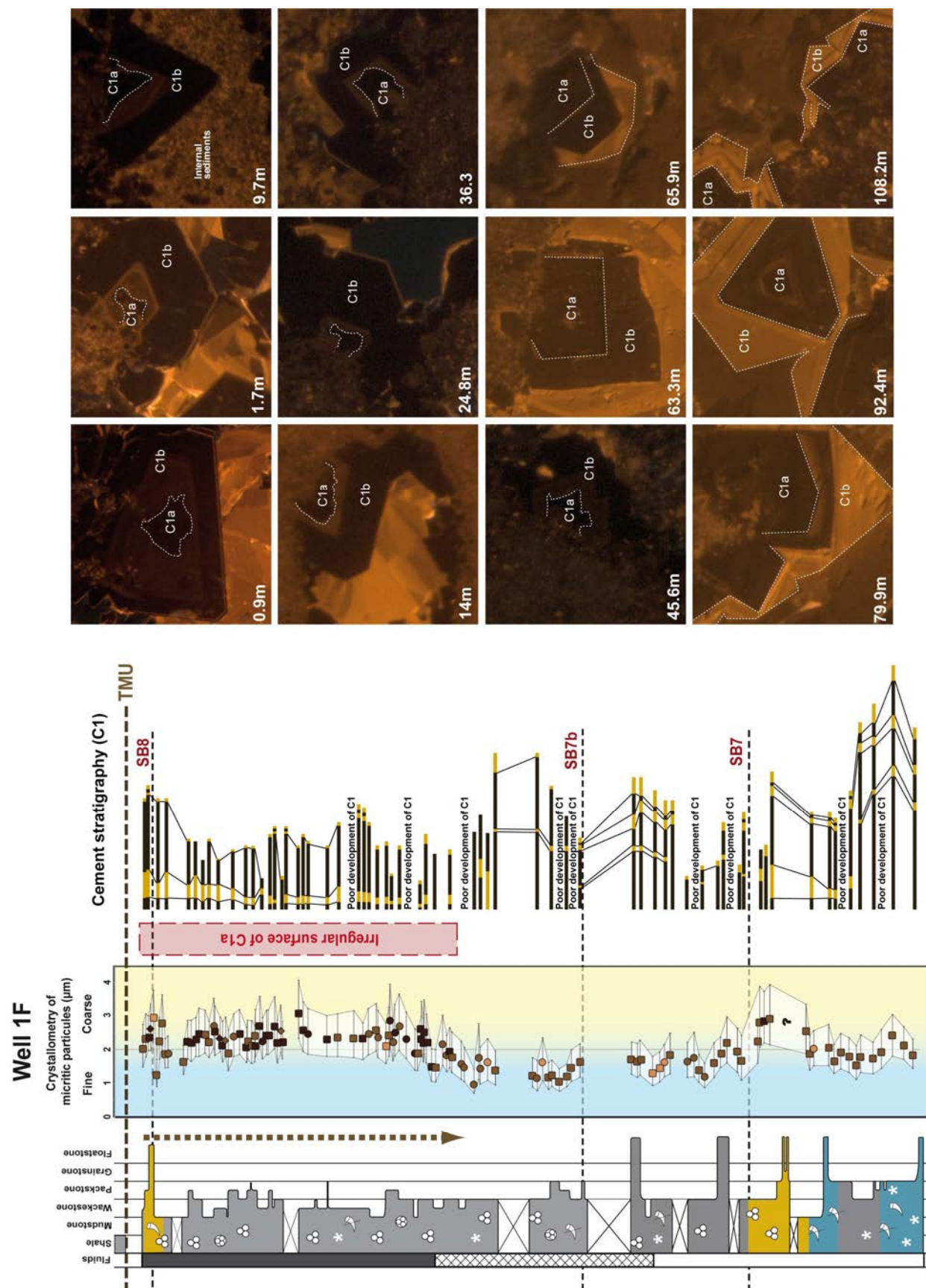


Figure 5.9 : Succession des couples non luminescents-luminescents dans les sparites C1 du puits F et comparaison avec la cristallométrie et la luminescence des matrices micritiques.

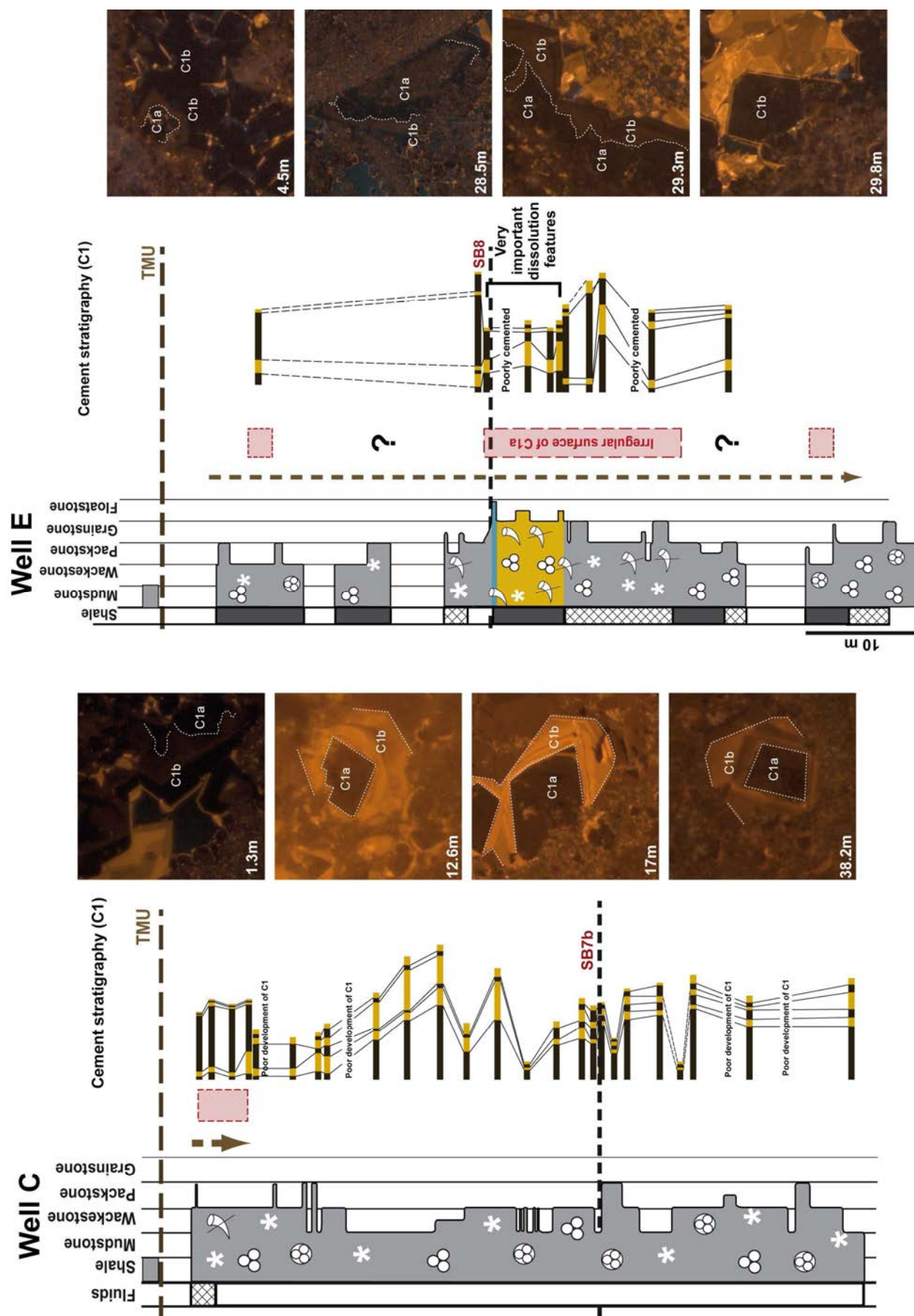


Figure 5.10 : Succession des couples non luminescents-luminescents dans les sparites C1 des puits C et E.

● Géochimie de la zone C1.

37 points d'analyse à la microsonde EDX ont été effectués sur C1a, et 28 sur C1b (Fig. 5.11). Le fer et le manganèse étant toujours sous le seuil de détection (0,1% atomique), le rapport atomique Mg/Ca dans ces ciments est extrêmement faible et varie entre 0 (quand le taux magnésium est sous le seuil de détection, soit 0,1%) et 0,012 pour C1a et 0,015 pour C1b (la moyenne du rapport atomique Mg/Ca pour ces deux zones de calcite est de 0,004).

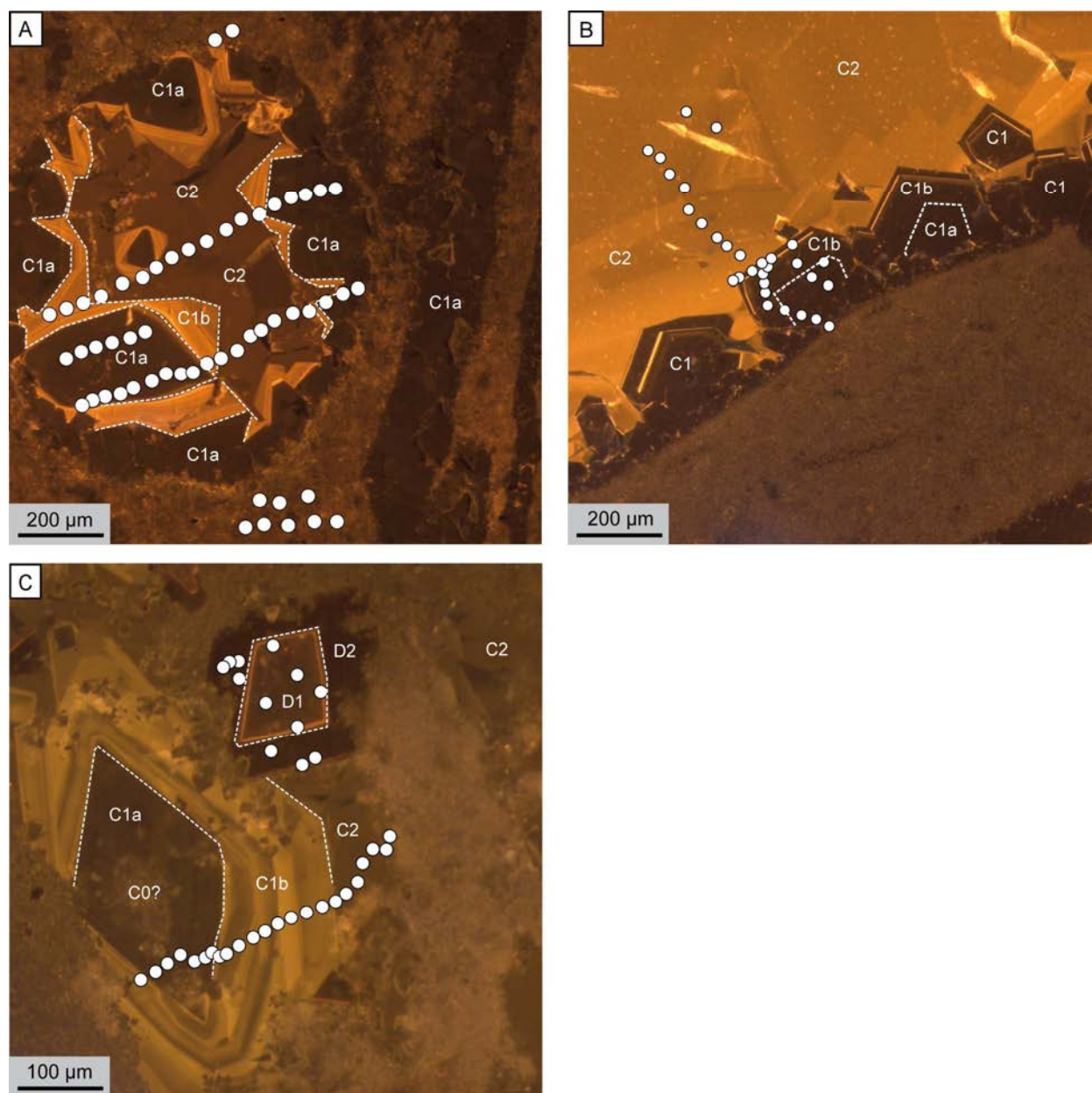


Figure 5.11 : Transects d'analyses à la sonde EDX (chimie élémentaire). (A) Puits C, 18m bTMU; (B) Puits A, 22m bTMU; (C) Puits C, 28m bTMU.

Isotopes ^{18}O – Microsonde IMS 1270

Les mesures effectuées sur les ciments C1 de l'échantillon A (puits C, 18m bTMU – Fig. 5.12) montrent un ^{18}O relativement homogène. Les valeurs mesurées sont comprises entre -5,3‰ et -6,7‰ pour C1a (n=6) et entre -5,2‰ et -5,5‰ pour C1b (n=3). Dans C1a, le point à -6,7‰ correspond à une zone riche en inclusions, il est donc à prendre avec précaution (problème de pollution du signal). Les ciments C1 (n=5) analysés sur l'échantillon B (22m bTMU) présentent des valeurs de ^{18}O comprises entre -3,2‰ et -5,3‰ pour C1a (n=3) et entre -2,7‰ et -3,5‰ pour C1b (n=2). Par la méthode de la microsonde IMS 1270, les valeurs moyennes calculées pour le ^{18}O sont de -5‰ pour C1a et -4,5‰ pour C1b.

Isotopes ^{18}O - ^{13}C – Microprélèvements mécaniques

Comme décrit précédemment, les ciments calcitiques C1 sont généralement très fins (inférieurs à 500µm), il est donc difficile de pouvoir séparer mécaniquement les deux sous-zones C1a et C1b pour des analyses isotopiques isolées. En conséquence, les analyses isotopiques (n=8) ont été effectuées sur un mélange des sous-zones C1a et C1b (Fig. 5.12). Les résultats indiquent des valeurs de ^{18}O relativement constantes, comprises entre -4,3‰ et -4,9‰ V-PDB (moyenne de -4,7‰). A l'inverse, les valeurs en ^{13}C sont beaucoup plus variables, et comprises entre -4,3‰ et 1,1‰ V-PDB.

Comparaison IMS 1270 – microprélèvements mécaniques

Les valeurs du ^{18}O obtenues avec la SIMS sont beaucoup plus variables que celles obtenues par microprélèvements mécaniques. Par exemple, en considérant l'ensemble des échantillons, les ciments C1 varient entre -2,7‰ et -6,7‰ avec la SIMS et entre -4,4‰ et -4,9‰ en microprélèvements. Cependant, les moyennes calculées pour chacune des phases en fonction de l'échantillonnage montrent de très faibles différences (surtout en considérant les reproductibilités de la SIMS), validant la complémentarité des deux méthodes. Les différences observées peuvent être expliquées par le fait que l'analyse de larges zones par microprélèvements (environ 1mm²) moyenne obligatoirement le signal isotopique et ne tiens donc pas compte de la présence d'éventuelles variations à haute fréquence (zonations très fines) du ^{18}O , comme cela est par exemple documenté dans les coraux récents (Rollion-Bard, 2003, 2007).

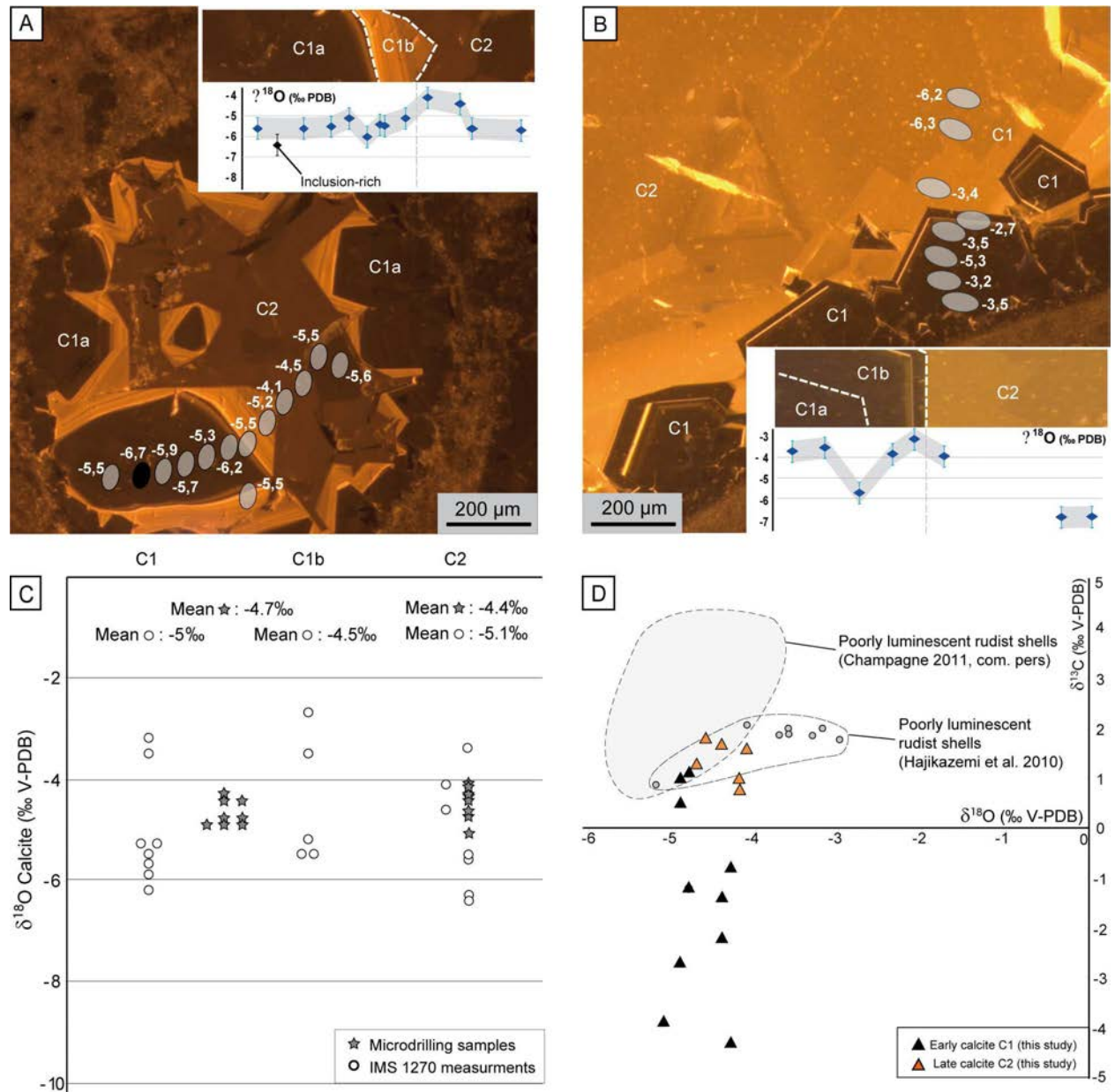


Figure 5.12 : (A-B) Transects d'analyses du ^{18}O effectués à la microsonde ionique IMS 1270 (A : puits C, 18m bTMU; B : puits A, 22m bTMU). (C) Comparaison des résultats du ^{18}O avec ceux obtenus par prélèvements mécaniques. (D) Diagramme ^{18}O - ^{13}C illustrant la distribution des différentes phases de cimentation et les données marines issues des coquilles de rudistes (Cénomaniens – Formations Natih et Sarvak).

Inclusions fluides

La recherche d'inclusions fluides au sein de ces sparites C1 révèle que ces dernières sont rares, petites (moins de 5 μm) et *a priori* monophasées (uniquement de l'eau ou de l'huile, sans gaz et sans solide visibles). Ces inclusions ne sont pas disposées selon des agencements attestant de leur origine primaire (elles s'observent le long de plan de clivages et de micro-fractures, contre les substrats des cristaux C1, contre des inclusions solides...). Ces caractéristiques sont défavorables à une étude micro-

thermométrique, notamment pour déterminer la température de fusion (T_{ice}) d'inclusions primaires qui aurait fourni des informations précieuses sur la salinité des fluides parents de C1 (Goldstein & Reynolds, 1994; Goldstein, 2001).

● Interprétations

Les sparites C1 s'observent dans l'ensemble de la série sédimentaire étudiée. Les cristaux sont limpides (avec peu d'inclusions solides ou fluides). C1a est peu luminescente et systématiquement non ferreuse, tandis que C1b est peu à très luminescente, avec une zonation concentrique pouvant inclure des bandes riches en fer. Associées à un rapport Mg/Ca très faible, les sparites C1 ont toutes les caractéristiques de calcites précoces non recristallisées et donc initialement non magnésiennes (Kauffman *et al.*, 1999; Caron *et al.*, 2005; Vincent *et al.*, 2007; Reinhold & Kaufmann, 2010; Stanley *et al.*, 2010). Au sein de telles sparites précoces les couples non-luminescent-luminescent sont classiquement interprétés comme reflétant les variations du potentiel d'oxydoréduction (Eh) du fluide parent. Avec un Eh élevé le fer et le manganèse forment des oxydes et sont par conséquent très peu disponibles pour être intégrés dans le réseau cristallin de la calcite qui a alors une luminescence très faible (quasiment noire, luminescence intrinsèque de la calcite). Au contraire, lorsque le Eh décroît la réduction du manganèse et du fer leur permet d'être incorporés dans le réseau cristallin de la calcite qui devient alors plus ou moins luminescente, voire colorée en bleu par le ferricyanure de potassium lorsque le fer est abondant et le Eh très faible (Hemming *et al.*, 1989; Meyers, 1991; Braithwaite, 1993; Götze & Richter, 2009; Reinhold & Kaufmann, 2010). Dans un contexte de roche carbonatée marine et peu profonde, le manganèse est considéré comme le principal activateur de la luminescence orange-jaune de la calcite, tandis que le fer est souvent considéré comme un inhibiteur de cette luminescence (Hemming *et al.*, 1989; Machel, 2001; Richter *et al.*, 2003), bien que certaines études contestent ce rôle inhibiteur (Cazenave *et al.* 2003a,b).

Péetrographiquement, les sparites précoces non magnésiennes, non ferreuses et majoritairement non luminescentes sont souvent associées à des aquifères météoriques précoces, dans lesquels vont prévaloir des conditions phréatiques oxydantes expliquant la non incorporation du fer (Dorobek, 1987; Horbury & Adams, 1989; Meyers, 1991; Read & Horbury, 1993; Tobin & Walker, 1994; Heasley *et al.*, 2000; Richter *et al.*, 2003; Reinhold & Kaufmann, 2010; Hajikazemi *et al.*, 2010). D'autres auteurs ont également proposé leur précipitation dans des eaux marines oxydantes (*e.g.* Wilkinson & Smith, 1983), sans toutefois expliquer la non incorporation du magnésium dans le réseau cristallin.

Dans le cas du champ Guiriel, la sous-zone peu luminescente et non ferreuse C1a a les caractéristiques pétrographiques de ciments LMC précipités dans des conditions oxydantes (sommet du réservoir) à légèrement réductrices (légère augmentation de la luminescence dans les sédiments les plus fins et les plus confinés). La morphologie euhédrale de C1a dans l'actuelle zone aquifère plaide pour une

précipitation libre dans les pores en contexte phréatique. Pour les C1a présentant une surface irrégulière et localisées dans l'actuelle zone à huile, une origine vadose ou phréatique sera débattue dans les paragraphes suivants. Dans le cas des C1b localisées dans l'actuelle zone à huile, l'absence systématique de fer (prouvée par les colorations et les analyses EDX) couplée à une luminescence faible mais zonée indique clairement un contexte phréatique oxydant. Pour les C1b localisées dans l'actuelle zone à eau, la forte luminescence observée dans certains intervalles et le développement de franges ferreuses (peu luminescentes) suggèrent ici une origine phréatique plus réductrice. Dans certaines zones du champ Guiriel (en particulier dans le puits C) la moindre oxygénation des fluides parents pourrait être due à des circulations difficiles liées à la présence de sédiments fins, peu perméables, avec des matrices micritiques très fines et des proportions d'argiles légèrement plus élevées. Dans l'actuelle zone à eau (ou à imprégnation discontinue), des sous-zones C1b peuvent être atypiquement peu luminescentes lorsque des sédiments particulièrement perméables (plus grossiers) ont permis un bon renouvellement des fluides parents, donc une meilleure oxygénation.

Origine des variations du $\delta^{13}\text{C}$ dans les calcites C1

Des variations importantes du $\delta^{13}\text{C}$ de C1 sont observées (entre -4,3 et 1,1‰ V-PDB, Fig. 5.12). Les valeurs négatives du $\delta^{13}\text{C}$ de C1 paraissent incompatibles avec des fluides parents marins qui avaient au Cénomanién et au Turonien des valeurs positives, comme cela a été montré dans de très nombreuses études (*e.g.* Price *et al.*, 1998; Norris *et al.*, 2002; Wilson *et al.*, 2002; van der Kooij *et al.*, 2010), y compris dans des études fondées sur la géochimie de coquilles, *a priori* non recristallisées, de rudistes de la plate-forme cénomano-turonienne du Moyen Orient (*e.g.* Hajikazemi *et al.*, 2010). En revanche, la dispersion des valeurs isotopiques du carbone vers des $\delta^{13}\text{C}$ négatifs est communément constatée dans des sparites issues d'aquifères météoriques et dessine classiquement une "*meteoric calcite line*" (Allan & Matthews, 1982; Lohmann, 1988; Moore, 2001).

Il a été démontré que sous les surfaces d'émersion affectant les carbonates néritiques marins, le $\delta^{13}\text{C}$ d'un aquifère météorique (ou mixte) peut être négatif du fait de la mise en solution d'un carbone léger issu d'un fractionnement "microbien" dans les horizons pédogénétiques associés à l'émersion (Friedman, 1964; Joachimski, 1994; Railsback *et al.*, 2003). La présence de paléosols décrits au sommet de la TMU (Burchette & Wright, 1992; Burchette, 1993; Hajikazemi *et al.*, 2010) est compatible avec cette hypothèse. Les données isotopiques acquises sur les matrices micritiques (voir point 2.4 de ce chapitre) permettront de développer ces interprétations. La "*meteoric calcite line*" constatée pour C1 (Fig. 5.12) peut être interprétée par une précipitation progressive de C1 dans un sédiment de plus en plus minéralogiquement mature (Meyers & Lohmann, 1985; Lohmann, 1988; Moore, 2001). Au début de l'émersion, l'aquifère météorique (ou mixte) contenait probablement beaucoup de carbone lourd (env. 1‰ PDB) provenant principalement de la dissolution de l'aragonite et de la HMC marines. En revanche,

plus tard au cours de l'émersion, lorsqu'il ne restait plus (ou moins) d'aragonite et de HMC à dissoudre, c'est le carbone plus léger issu du lessivage des horizons pédogénétiques qui a pu alimenter de manière significative l'aquifère météorique (ou mixte). Cette hypothèse d'une précipitation progressive de C1 dans un sédiment de plus en plus mature pourrait être testée grâce à des transects de $\delta^{13}\text{C}$ au travers des sparites C1, en utilisant les possibilités d'analyses ponctuelles de certaines sondes ioniques, ou de systèmes d'ablation laser. Malheureusement, pour diverses raisons, ce test n'a pas été effectué au cours de cette thèse.

Signification du ^{18}O des sparites C1

Les données isotopiques de l'oxygène obtenues sur les calcites C1 sont comprises entre -5,1 et -4,4‰ V-PDB (± 0.2 ‰) pour les microprélèvements mécaniques et entre -6,2 et -2,7 ‰ V-PDB (± 0.5 ‰) pour les analyses ponctuelles par sonde ionique.

Remonter au ^{18}O des fluides parents de ces sparites impose de connaître les températures de précipitation de ces ciments. Dans le Chapitre 2, il a été mis en évidence que la température des eaux de surface devait être comprise entre 25°C et 41°C. Cette gamme de températures marines peut paraître élevée au regard des systèmes actuels, mais elle est très proche de celles modélisées par Sellwood & Valdes (2006) pour les domaines continentaux et marins du Crétacé supérieur, comprises entre 28°C et 38°C (Fig. 5.13).

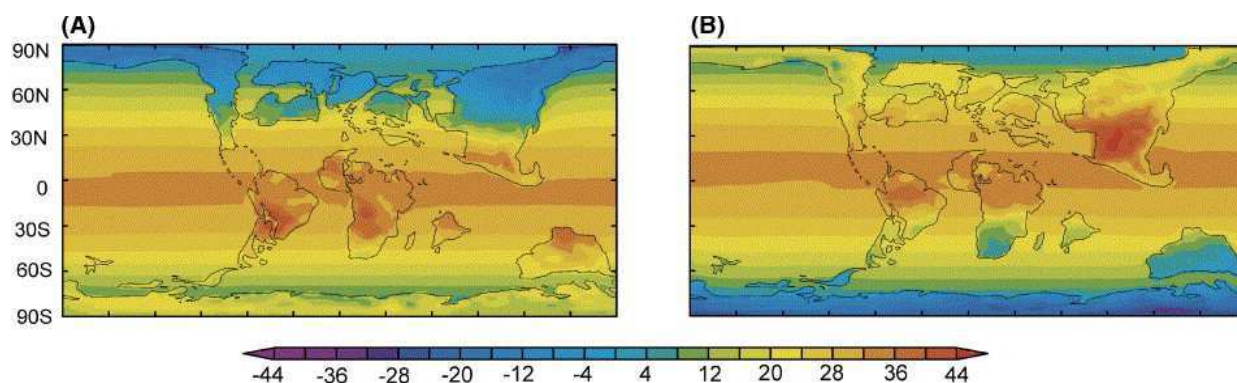


Figure 5.13 : Modélisations des variations de températures à la surface de la Terre au Crétacé supérieur (Sellwood & Valdes, 2006), entre Décembre et Février (A) et de Juin à Août (B).

En utilisant un diagramme de fractionnement (établi grâce à l'équation d'Anderson & Arthur, 1983) il est possible de remonter à la composition isotopique (^{18}O V-SMOW) du fluide à l'origine des ciments calcitiques C1 (Fig. 5.14). Les valeurs obtenues sont comprises entre -3,4‰ et 2‰ V-SMOW, avec une

valeur moyenne d'environ -1‰ V-SMOW. La gamme de valeurs du ^{18}O obtenue est très étendue (5,4 ‰) et recoupe les valeurs proposées pour l'eau de mer au Cénomanién (entre -0,5 et -1‰ V-SMOW - Price *et al.*, 1998; Norris *et al.*, 2002). Il en résulte que les valeurs du ^{18}O obtenues sur les calcites C1 sont compatibles avec une précipitation à partir de fluides marins.

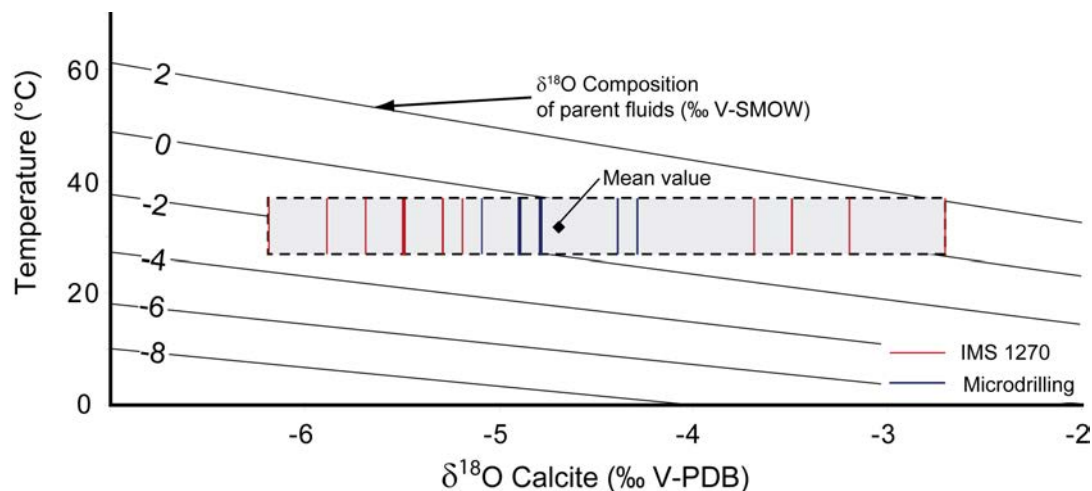


Figure 5.14 : Diagramme de fractionnement présentant la composition isotopique des calcites C1. Les courbes représentant les compositions des fluides (^{18}O V-SMOW) ont été construites à partir de l'équation d'Anderson & Arthur (1983).

Cependant, le ^{18}O (SMOW) des eaux météoriques (et donc des calcites associées) est extrêmement dépendant de la latitude (Hays & Grossman, 1991; Bowen & Wilkinson, 2002; Lachniet, 2009), et il a été montré que dans les basses latitudes actuelles les eaux météoriques peuvent avoir des ^{18}O (SMOW) très proches de ceux de l'eau de mer (Fig. 5.15 et 5.16).

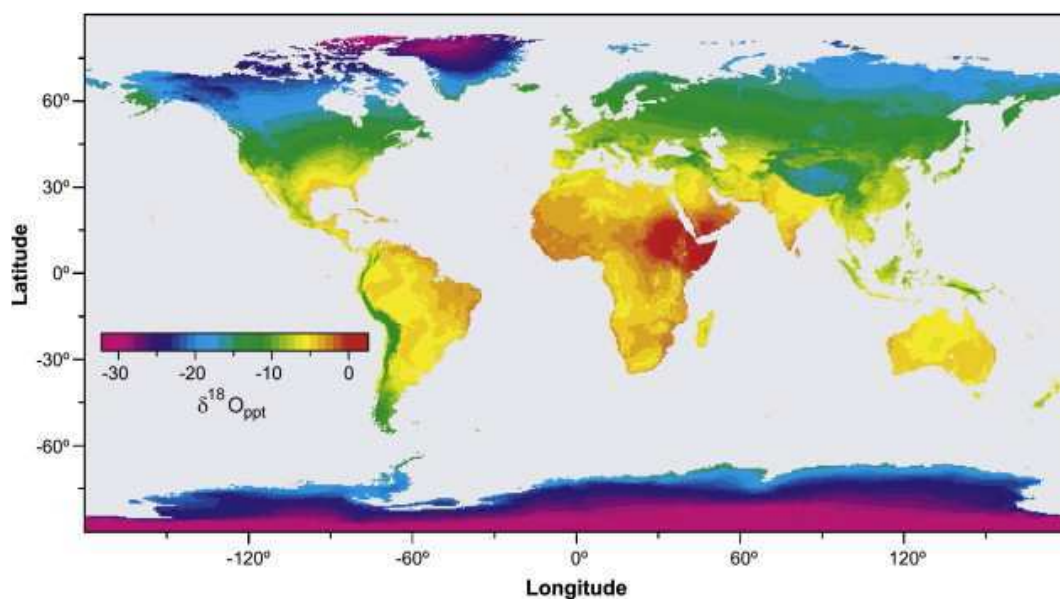


Figure 5.15 : Carte de la distribution mondiale des valeurs du ^{18}O des précipitations actuelles (Bowen & Wilkinson, 2002; Lachniet, 2009).

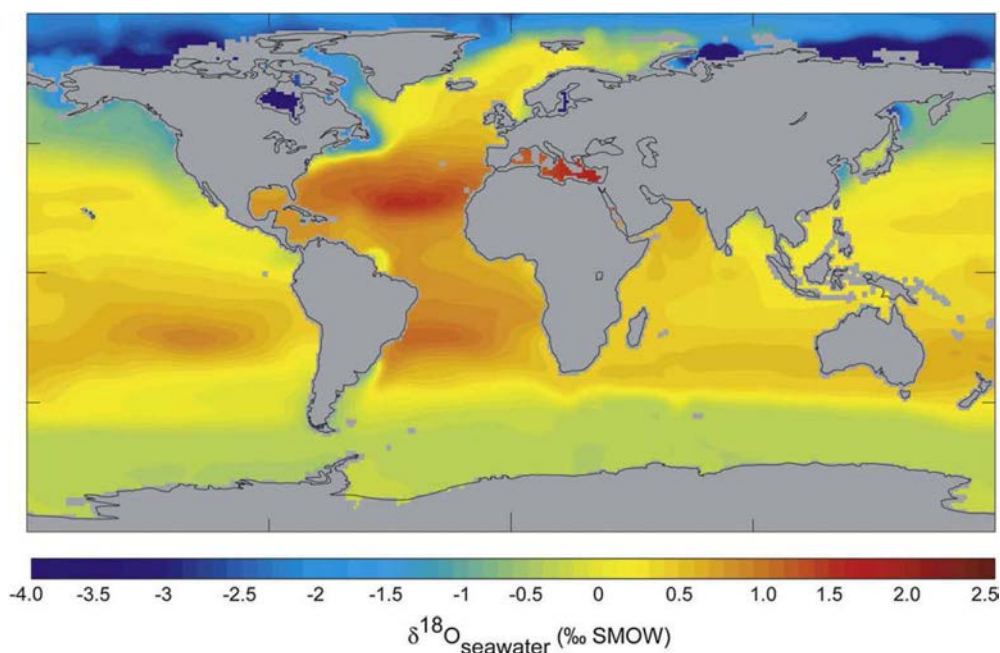


Figure 5.16 : Carte de la distribution mondiale des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux marines actuelles (LeGrande & Schmidt, 2006; Lachniet, 2009).

Au Cénomaniens la plateforme arabe était localisée en position équatoriale (Stampfli & Borel, 2002), suggérant que la précipitation des ciments C1 a parfaitement pu se faire à partir de fluides météoriques à faible ^{18}O .

Cette discussion sur les valeurs du ^{18}O des ciments calcitiques C1 met en évidence que dans le cas des carbonates de basse latitude il convient de rester prudent quant à l'utilisation unique du ^{18}O pour remonter aux fluides parents d'un ciment précoce. Dans le cas présent, d'autres critères sont donc utilisés pour interpréter C1.

Surfaces irrégulières de C1a : deux hypothèses

Dans la zone actuellement imprégnée en huile, et en particulier dans les paraséquences PS8 et PS9 des puits A, D, E et F, les faces finales des sparites C1a sont irrégulières (anhétrales) quand cette sous-zone précipite dans les bioclastes initialement aragonitiques. Deux hypothèses peuvent être faites quand à la genèse de ces surfaces irrégulières.

Hypothèse 1 - Les surfaces anhétrales de C1a pourraient être interprétées comme issues d'une dissolution de la périphérie des cristaux de LMC en lien avec l'introduction de fluides très agressifs, capables de

dissoudre ponctuellement la LMC et de former des micro-golfes de dissolution. Lors des grandes phases d'émersion, des fluides chargés en acides organiques dérivés des sols et sous saturés vis-à-vis du CaCO_3 percolent dans le système et peuvent permettre la dissolution de la LMC, formant ainsi des golfes de corrosion (Dorobek, 1987; Braithwaite, 1993; Pedone *et al.*, 1994; Chapoulie *et al.*, 2005). La présence d'épais paléosols associés à la TMU (*e.g.* Farzadi, 2006; Farzadi & Hesthammer, 2007; Hajikazemi *et al.*, 2010) permettrait d'expliquer l'agressivité des fluides météoriques (recharge en CO_2 issu des sols, acides organiques...). De plus, l'importante $p\text{CO}_2$ qui régnait au Cénomanién permet une augmentation de la solubilité des carbonates (Whitaker & Smart, 2007), et donc de la LMC, favorisant la dissolution de l'ensemble des polymorphes du CaCO_3 . Pour l'actuelle zone à huile, cette hypothèse impliquerait d'une part la dissolution des bioclastes aragonitiques avant la précipitation de C1a, et d'autre part une intense phase de dissolution postérieure à la formation de C1a.

Hypothèse 2 – Les faces anhédras de C1a dans l'actuelle zone à huile pourraient être la conséquence d'une croissance de ces ciments au détriment de bioclastes encore aragonitiques. Ce processus de néogénèse partielle est connu dans de nombreux exemples actuels et anciens (James & Choquette, 1984; Hendry *et al.*, 1995; Maliva *et al.*, 2000) et génère des phases de croissance anhédras car la croissance de la LMC est gênée par la présence de l'aragonite, seul un micro-espace où s'opère l'échange ionique sépare alors les deux phases minérales (Maliva, 1998). La figure 5.17 donne un exemple de ce processus de néogénèse progressive tel qu'il est observé dans des carbonates éocènes du bassin de Paris.

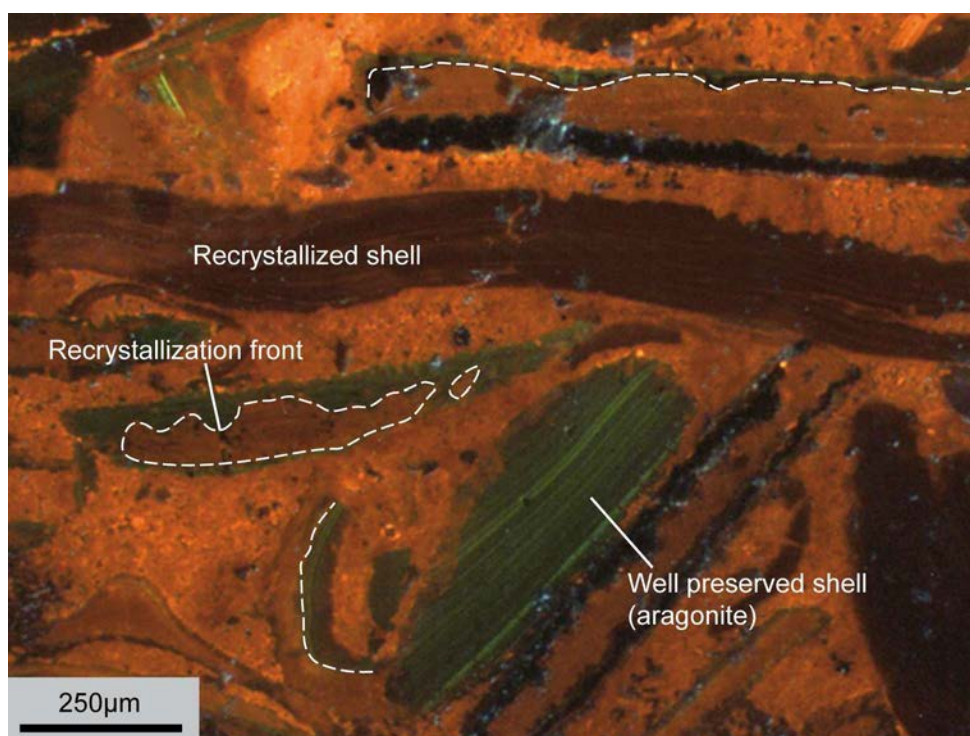


Figure 5.17 : Néomorphisme progressif de coquilles aragonitiques en LMC (Eocène, Bassin de Paris. Cliché E. Guillemenet).

Cette hypothèse 2 expliquerait pourquoi les surfaces anhédras de C1a ne se développent que dans les anciens bioclastes aragonitiques et *a priori* pas dans les vides primaires. Dans ce cas de figure, l'absence de surfaces irrégulières dans les bioclastes aragonitiques de l'actuel aquifère suggérerait que les C1a y ont précipité après la dissolution complète (ou quasi complète) de l'aragonite. Des diachronismes de précipitations et de dissolutions précoces entre zone à huile et aquifère actuel seraient ainsi à suspecter (voir paragraphe 3.2 de ce Chapitre).

Il est important de noter que les deux hypothèses ne sont pas incompatibles. Le néomorphisme de l'aragonite par la LMC est quasi certain dans certains échantillons (Fig. 5.4E). Cependant, un changement dans les conditions physico-chimiques de la partie supérieure de l'aquifère météorique (introduction de fluides beaucoup plus agressifs...) pourrait aussi dissoudre localement la LMC et ainsi participer à l'aspect anhédral des ciments C1a.

Bien que décrit dans les études ayant porté sur le champ Guiriel (Botton-Dumay *et al.*, 2002; Massonnat & Pernarcic, 2002) aucun ciment en ménisque, n'a été observé dans cette étude. Il en va de même pour les ciments microstalactitiques ou les calcrètes, c'est-à-dire pour les indices pétrographiques "robustes" de zone vadose (Purser, 1969; 1980; James & Choquette, 1984; Harris *et al.*, 1985; Melim *et al.*, 2002; Brigaud, 2009). Ceci est explicable par la faible proportion de sédiments grossiers avec de larges pores dans les 45 premiers mètres sous la discontinuité, les ciments vadoses précipitant à l'interface entre les grains. Bien que suspectée, il est difficile, à ce stade de l'étude, de contraindre la présence et donc la géométrie d'une ou plusieurs possible(s) zone(s) vadose(s) sous la TMU. Ce point sera discuté au cours des paragraphes suivants.

Dynamique et géométrie de la zone phréatique météorique

Les sparites précoces C1 ont donc les caractéristiques pétrographiques et géochimiques de calcites faiblement magnésiennes précipitées dans des fluides météoriques ou mixtes à faible rapport Mg/Ca. La précipitation s'est faite d'une part à partir de fluides oxydants dans la partie supérieure de l'aquifère (correspondant en partie à l'actuelle zone à huile) et d'autre part de fluides plus réducteurs permettant l'incorporation du manganèse dans les sédiments les moins perméables. Ces zones peu perméables correspondent en grande partie à l'intervalle aquifère actuel du réservoir. Les niveaux les plus poreux et perméables localisés sous la zone à huile (tels que les niveaux de *shoals* bioclastiques de la paraséquence PS7, permettent un bon renouvellement des fluides et peuvent aussi être le siège d'une cimentation météorique à partir de fluides oxydants.

En cas d'émersion de carbonates formés en domaine néritique marin de basse latitudes, la dissolution des carbonates métastables (particulièrement de l'aragonite) est la source principale de carbonate de calcium pour la précipitation des ciments météoriques (Friedman, 1964; James & Choquette, 1984; Budd, 1988; Wallace *et al.*, 1991; Moore, 2001; Melim *et al.*, 2002; Whitaker & Smart, 2007). La reprécipitation des carbonates sous forme de LMC peut avoir lieu in-situ ou ailleurs, après exportation (Meyers, 1991). Elle est toutefois essentiellement localisée dans la partie supérieure de la zone phréatique, là où les fluides chargés en CaCO_3 par le passage dans la zone vadose permettent la précipitation de calcite (Longman, 1980; Moore, 2001; Whitaker & Smart, 2007).

2.1.4. Vugs et cavités karstiques

● Description et localisation

En dehors des cavités moldiques décrites précédemment, il existe également des cavités de dissolution de taille plus importante qui forment soit des vugs (taille millimétrique) soit de véritables cavités karstiques (taille centimétrique à métrique) qui affectent aussi bien la matrice que les bioclastes.

Des zones intensivement karstifiées ont été détectées au niveau des lignes sismiques, dans les quelques mètres à quelques décamètres sous la TMU (Botton-Dumay *et al.*, 2002; Massonat & Pernarcic, 2002; Vieban *et al.*, 2006). La résolution des profils sismiques ne permet pas de déceler individuellement les cavités karstiques mais d'après Vieban *et al.* (2006) il semble que ces dernières se concentrent et s'alignent dans les zones de grandes fractures synsédimentaires affectant le champ (Fig. 5.18).

En diagraphies, *cuttings* et carottages, des conduits karstiques (*solution pipes*) ont été repérés jusqu'à 35 mètres sous la TMU, en particulier dans le puits D. Ces conduits sont comblés par des sédiments sombres, finement laminés et composés essentiellement de kaolinite certainement dérivée du lessivage de sols qui coiffaient la TMU (Boichard *et al.*, 2005). Ces argiles laminées sont particulièrement bien visibles au sommet du puits D (Fig. 5.19). A l'échelle de la carotte des brèches formées d'éléments très grossiers (clastes supérieurs à 5cm) et anguleux sont observables dans certains puits (Fig. 5.17). Ces brèches sont généralement scellées soit par les mêmes argiles noires que les conduits, soit par des micrites.

A l'échelle de la lame mince, les brèches sont aussi visibles, associées à un important réseau de microfractures (Fig. 5.19). A cette échelle la porosité interparticulaire localisée entre les clastes est comblée uniquement par de la micrite qui est toujours très poreuse. Dans le puits F, ces brèches peuvent être observées jusqu'à 45 à 50 mètres sous la TMU.

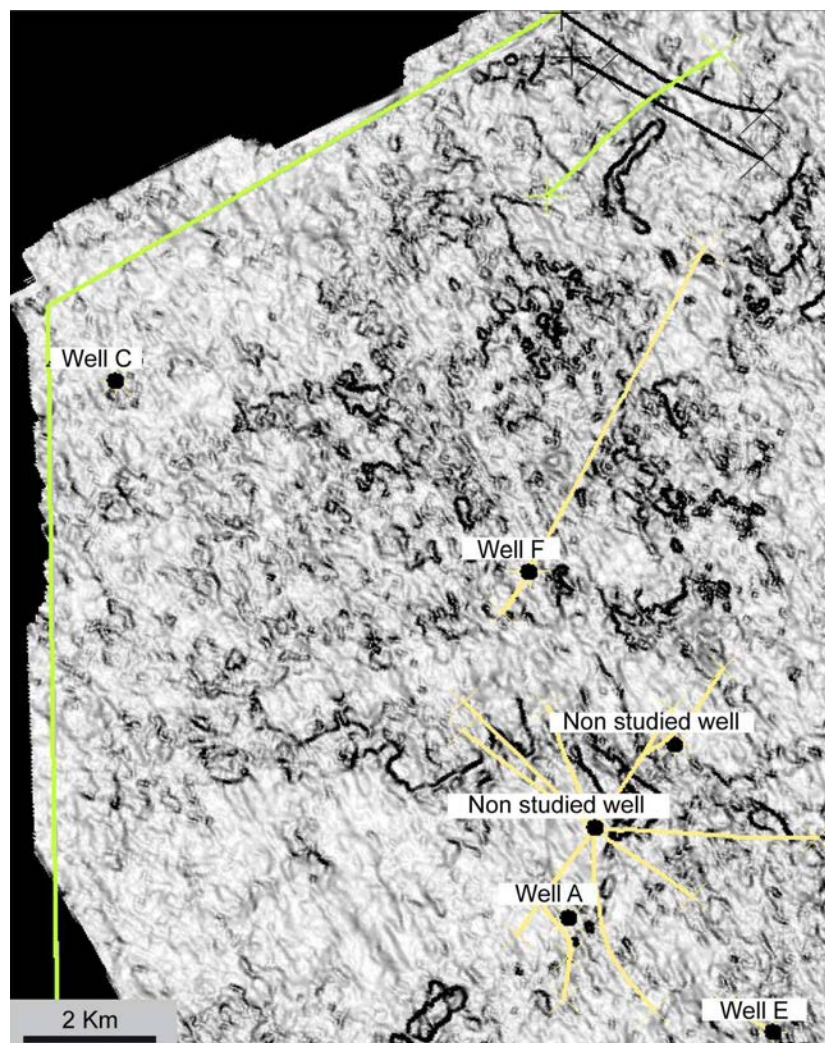


Figure 5.18 : Carte sismique 3D du top Mishrif / base Laffan révélant des zones interprétées comme étant intensément karstifiées (Vieban *et al.*, 2006). Des alignements de ces zones avec des fractures synsédimentaires sont soupçonnés.

Des cavités de dissolution plus petites, de taille millimétrique sont observables dans les lames minces. Elles correspondent souvent à de la porosité secondaire (*vuggy*) et affectent aussi bien la matrice que les grains (dissolution *non-fabric selective* décrite, entre autre, par Choquette & Pray, 1970). Ces vugs sont généralement comblés par des sédiments micritiques laminés (correspondant aux micrites varvées décrites par Boichard *et al.*, 2005) qui seront décrits plus en détail dans le paragraphe 2.1.6 de ce chapitre.

Les vugs et les cavités karstiques de plus grande taille ne sont *a priori* jamais remplis par les ciments C0. En revanche, elles peuvent être colmatées par des remplissages incorporant des fragments de sparite C1 non luminescente (probablement C1a). Les brèches et les microfractures associées fracturent les ciments C1a tandis que les brèches et les vugs sont tapissés par les calcites C1b. L'ensemble de ces recouvrements confère un caractère précoce à ces cavités de dissolution.

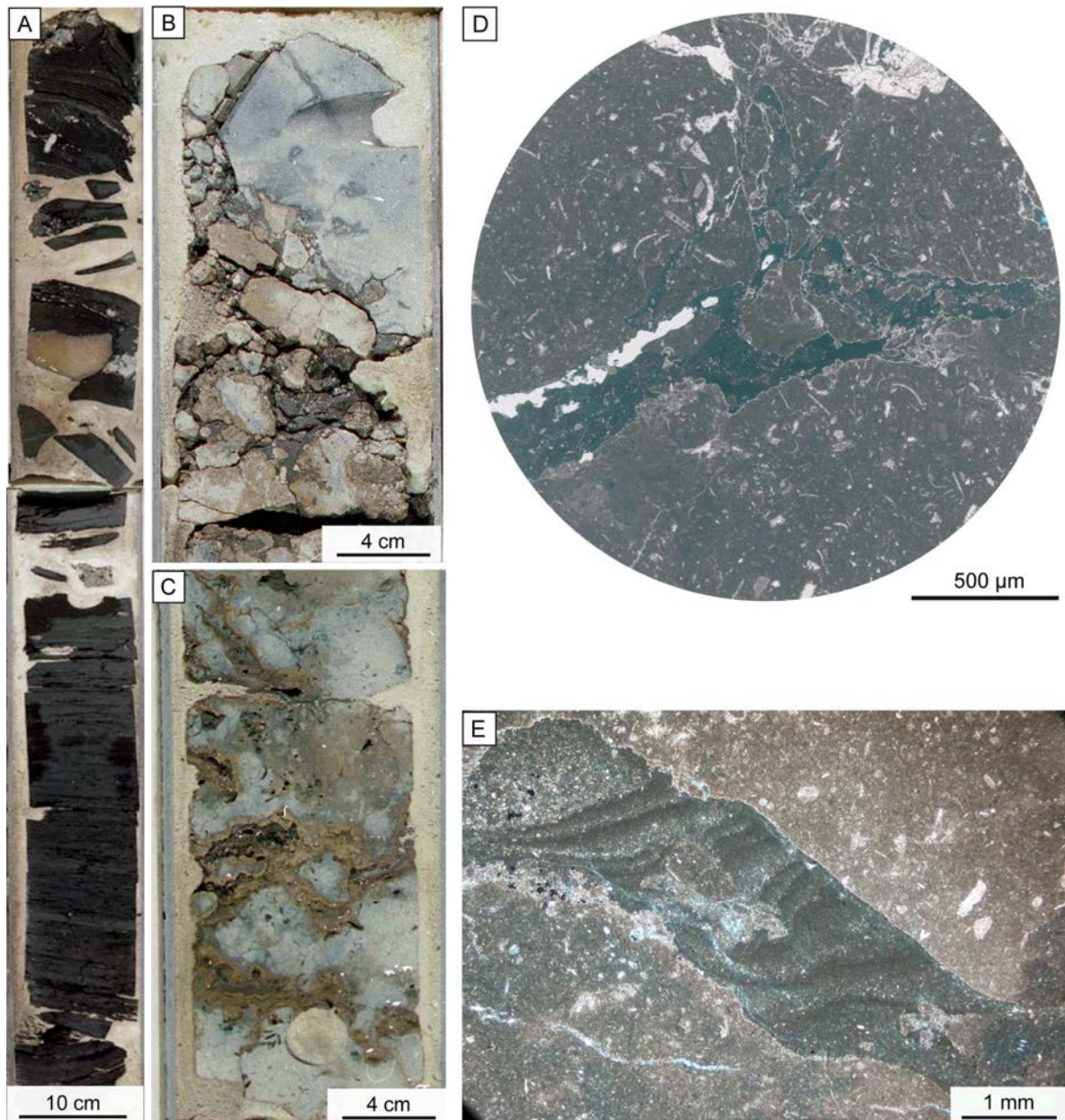


Figure 5.19 : Exemples de dissolutions liées au développement des karsts, observées à différentes échelles sous la TMU. (A) Argiles noires laminées (kaolinite) dans une cavité endokarstique observée en carotte – Puits D, 14 mètres sous la TMU; (B-C) conduits de dissolution partiellement remplis par une matrice micritique riche en argile - Puits D, 5 et 15 mètres sous la TMU; (D) Bréchification précoce (antérieure au ciments C1b) du sédiment et remplissage par des sédiments internes – Lamé mince, Puits F, 47 mètres bTMU; (E) "Solution pipe" rempli par de la matrice argilo-micritique laminée incluant des fragments de sparites précoces C1 (e.g. "silts vadoses")– Puits G, 35 mètres sous la TMU.

● Interprétations

Les dissolutions karstiques telles que celles observées sous la TMU peuvent se former dans divers domaines diagenétiques : en domaine météorique ou dans les zones de mélange des fluides marins et météoriques. Comme pour la dissolution moldique des bioclastes aragonitiques, les arguments

péetrographiques plaident pour une origine assez précoce des ces cavités, et permettent donc d'éliminer une origine tardive sous enfouissement.

Des cavités karstiques similaires à celles observées à Guiriel, et associées à la discontinuité turonniennne, ont été décrites en Iran ou au large des Emirats Arabes Unis (Burchette & Wright, 1992; Burchette, 1993; Pascoe *et al.*, 1995; Farzadi, 2006; Hajikazemi *et al.*, 2010) mais pas en Oman où l'émersion du sommet du Natih demeure discutée (Champagne, *com. pers.*). En Iran ces cavités sont souvent associées à des paléosols (parfois même à des bauxites et autres latérites), des brèches, et sont généralement interprétées comme le résultat d'une dissolution en domaine météorique (Hajikazemi *et al.*, 2010) en climat semi-aride à relativement humide (Chapitre 1). Dans l'ensemble de ces études, les dissolutions karstiques ont été associées à des environnements météoriques, sans préciser la possible influence d'aquifères mixtes. Les modélisations climatiques disponibles pour le Crétacé supérieur (Selwood & Valdes, 2006) montrent pour le Moyen-Orient, un climat chaud (entre 28°C et 38°C selon la saison), et semi-aride à humide (entre 180 et 1450 mm de précipitations par an en fonction de la saison). Une telle humidité est un facteur favorable au développement de cavités karstiques au sommet d'une surface d'émersion régionale (James & Choquette, 1984).

Une origine vadose ou phréatique des cavités karstiques?

Au moment où les cavités karstiques se forment, le sédiment est encore très poreux, car peu compacté et très peu cimenté. Les eaux météoriques peuvent donc s'infiltrer partout et rapidement au travers du sédiment, sans nécessairement suivre des fractures ou des joints de stratification.

Sur les plate-formes soumises à une émersion en climat chaud et semi-aride à humide, une part importante des dissolutions karstiques se localise dans la zone vadose, entre la surface d'émersion et la surface piézométrique (James & Choquette, 1984; Moore, 2001). Les climats semi-aride à humide tels que ceux supposés au Cénomano-Turonien, favorisent le développement des sols, du couvert végétal ainsi que leur oxydation, augmentant l'agressivité des eaux météoriques percolant les sédiments. Dans la zone vadose, les fluides météoriques sont donc souvent agressifs, sous-saturés vis-à-vis du carbonate de calcium (Longman, 1980; Niemann & Read, 1988; Whitaker & Smart, 2007). Un climat chaud associé à une $p\text{CO}_2$ élevée permet aussi l'augmentation de la solubilité des carbonates et donc du taux de dissolution, surtout dans le cas de carbonates minéralogiquement non stabilisés (James & Choquette, 1984; Hird & Tucker, 1988; Saller *et al.*, 1994; Whitaker & Smart, 2007). Il a également été démontré qu'en climat aride à semi-aride les carbonates métastables pouvaient être partiellement préservés dans la zone vadose (Fig. 5.20), notamment lors d'émersions de faible durée.

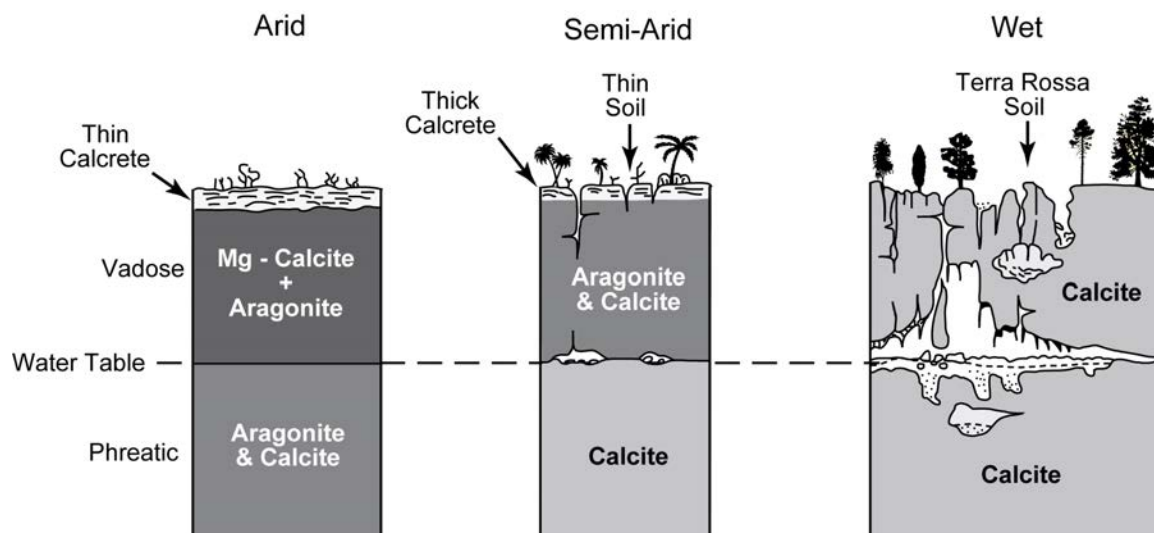


Figure 5.20 : Effets du climat sur l'évolution des carbonates composés à l'origine de HMC, d'aragonite et de LMC (James & Choquette, 1984).

Les cavités karstiques observées dans le champ Guiriel peuvent être interprétées comme le résultat d'une dissolution importante en domaine météorique vadose. Dans ce cas, la profondeur maximum de pénétration des cavités karstiques est un bon argument pour définir la profondeur maximale de la paléo-surface piézométrique, et donc l'épaisseur de la zone vadose. Dans le cas du réservoir Guiriel, cette zone vadose serait alors épaisse d'environ 45 à 50 mètres (il manque la partie érodée par la discontinuité sommitale). Une zone vadose aussi épaisse est cohérente avec une chute eustatique de forte amplitude (Budd *et al.*, 2002), telle que décrite par Haq & Al-Qahtani, (2005) pour le Turonien. La présence de vugs à des profondeurs supérieures peut être interprétée soit comme le résultat de dissolution liée à la zone chimiquement très active localisée au niveau de la surface piézométrique (Moore, 2001; Whitaker & Smart, 2007), soit à des phénomènes de dissolutions plus tardives, dissolutions qui seront décrites et discutées dans le paragraphe 2.1.12 de ce chapitre).

2.1.5. Dolomite

● Description et localisation

Contrairement à d'autres réservoirs Mishrif du Moyen-Orient, particulièrement en Iraq (Lambert, 2004) ou à l'affleurement (dans le Natih d'Oman – Champagne, *comm. pers.*), la dolomite est très peu présente dans les sédiments du champ Guiriel. Il s'agit d'une dolomitisation diffuse, qui n'a été observée que dans les niveaux micritiques de l'actuelle zone à eau du puits C. Les rhomboèdres y montrent deux zones de croissance D1 et D2 (Fig. 21).

● La zone D1 forme des cristaux euhédraux souvent riches en inclusions solides. Elle présente une luminescence orange à rougeâtre. Une première sous-zone turbide avec une luminescence nuageuse est parfois observée, suivie par une large sous-zone limpide ayant une luminescence rougeâtre plus terne. La dernière sous-zone identifiable est fine et a une luminescence rouge-orange assez vive. D1 se développe principalement dans la matrice micritique, formant des petits rhomboèdres euhédraux allant jusqu'à 50µm de long. Les rhomboèdres de D1 sont toutefois plus gros (jusqu'à 150µm) lorsqu'ils se développent (rarement) dans des vides moldiques (Fig. 5.21). Chronologiquement, D1 s'appuie sur C1a mais jamais sur C1b (Fig. 5.21). Il est donc clair que D1 s'est formée entre C1a et C1b.

● La zone D2 se développe toujours en syntaxie sur D1 (Fig. 5.21). Elle forme une large bande limpide et très faiblement luminescente, parfois recouverte par une très fine frange à luminescence rouge à orange. D2 s'appuie sur C1b, mais est scellée par C2. Lorsque les rhomboèdres se développent dans la matrice micritique, D2 est généralement restreinte à une frange fine (moins de 20µm), tandis qu'elle devient beaucoup plus large quand elle se développe dans les vides moldiques ou les bioturbations.

Les analyses à la sonde EDX (Fig. 5.21E) indiquent que le manganèse est toujours sous le seuil de détection. Une fois les proportions atomiques du calcium, du fer, et du magnésium normalisées ($\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mg}=100\%$), il est possible de voir des différences chimiques entre les deux phases de dolomite. Dans D1, le pourcentage atomique $\text{Mg} / (\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mg})$ varie entre 42,8% et 47,4%. Il s'agit d'une dolomite calcique, non stœchiométrique. Dans cette dolomite D1, seule la partie la plus externe du cristal contient du fer (rapport $\text{Fe} / (\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mg})$ compris entre 2,5% et 3,1%). Dans la phase D2, le pourcentage atomique $\text{Mg} / (\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mg})$ est compris entre 37,9% et 40,6%, et le pourcentage $\text{Fe} / (\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mg})$ varie entre 5,1 et 8,7%. La phase D2 est donc une dolomite plus ferreuse, bien que non colorée par le ferricyanure de potassium.

● Interprétations

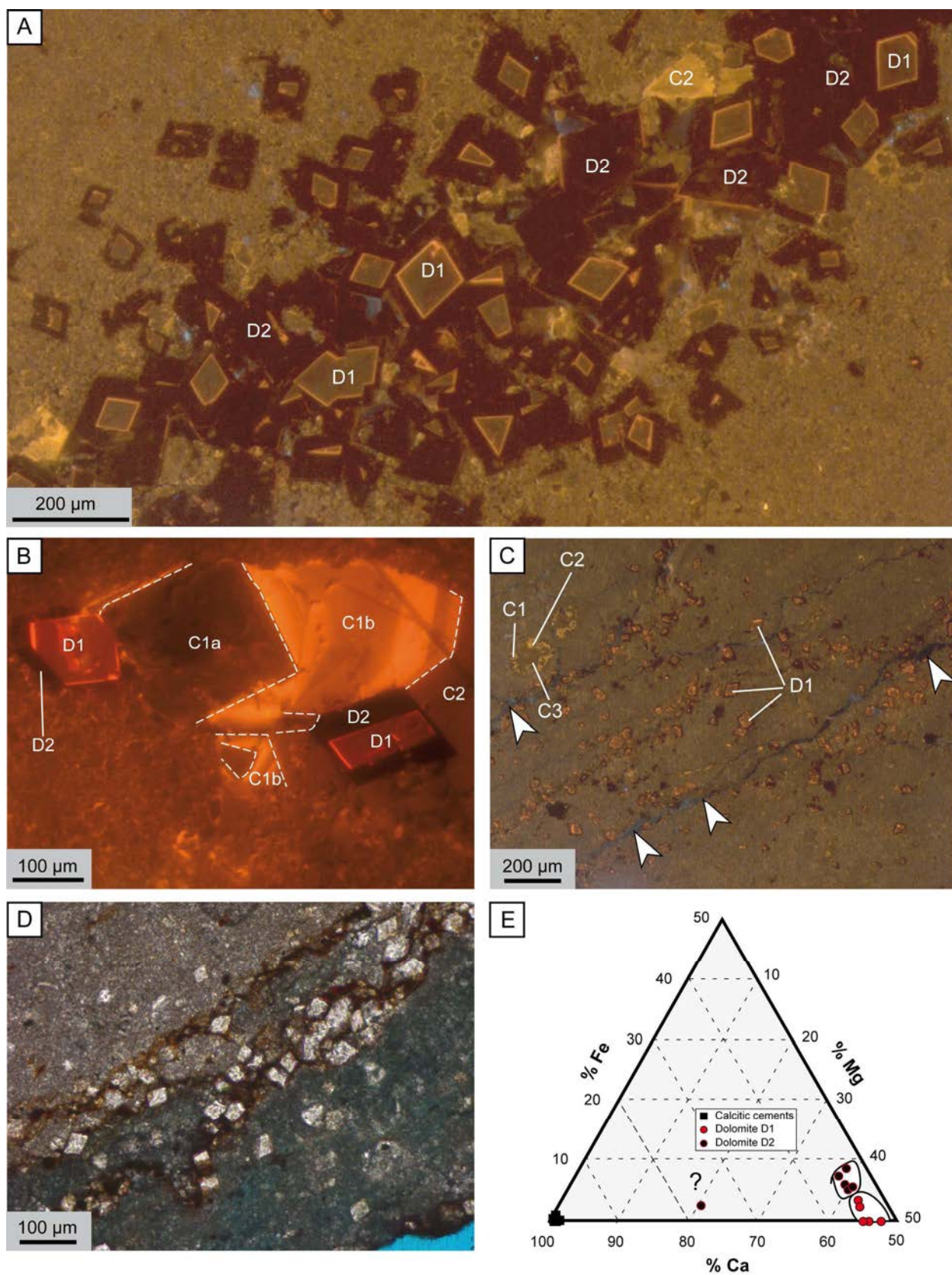
En Iran, trois phases de dolomitisation sont décrites dans des sédiments d'âge comparable (Hajikazemi *et al.*, 2010). La première de ces phases se met en place après les dissolutions karstiques mais n'est pas interprétée en termes de fluides et d'environnement diagénétique. La seconde, observée en remplacement de la matrice micritique, se met en place après les ciments météoriques de la TMU et avant les premières phases de ciments de blocage. Cette seconde phase est interprétée comme liée à des phénomènes très précoces de compaction chimique. Enfin, la dernière phase forme des rhomboèdres supérieurs à 70µm, avec un cœur riche en inclusion et une périphérie limpide. Cette phase est là encore liée à la stylolitisation et précipite au cours de l'enfouissement après les ciments de blocage calcitiques.

Figure 5.21
Chronologie et pétrographie des phases de dolomitisation

A – C : Cathodoluminescence

D : Lumière naturelle

- (A) Dolomitisation de la matrice micritique obturant une bioturbation. Les rhomboèdres sont euhédraux et formés par les phases D1 et D2. La dernière phase de dolomitisation (D2) est la plus importante en volume et précipite avant le ciment C2.
Wackestone bioclastique (F3), Puits C, 28,45m bTMU. Phi : 6,3%; k : 0,08mD.
- (B) Illustration de la chronologie de mise en place des phases de dolomite par rapport aux ciments calcitiques. D1 (luminescence rougeâtre) s'appuie sur C1a mais est scellée par C1b. D2 (luminescence sombre) s'appuie sur C1b mais est scellée par C2.
Wackestone bioclastique (F3), Puits C, 46,3m bTMU. Phi : 6,3%; k : 0,08mD.
- (C) Dolomitisation de la matrice micritique. Les rhomboèdres de dolomite sont euhédraux et la phase D1 est la mieux développée. Les stylolites (flèches blanches) sont ouverts et semblent postérieurs à la dolomitisation.
Wackestone à algues vertes (F4) Puits C, 23,9m bTMU. Phi : 13,3%; k : 6,9mD.
- (D) Petits rhomboèdres euhédraux de dolomite antérieurs à des stylolites riches en oxydes de fer et autres insolubles.
Wackestone à algues vertes (F4) Puits C, 23,9m bTMU. Phi : 13,3%; k : 6,9mD.
- (E) Diagramme ternaire synthétisant la chimie (Ca-Mg-Fe) de chaque phase analysée à la sonde EDX. Les ciments calcitiques sont tous très proches chimiquement, tandis que les deux phases de dolomite sont bien individualisées. Les points de mesure sont représentés sur la figure 5.11.



Dans cette étude, Hajikazemi *et al.* (2010) ne propose jamais d'origine pour le magnésium. Dans les sédiments Mishrif d'Irak, Lambert (2004) décrit une phase de dolomite à cœur sale, non stœchiométrique et relativement précoce. L'origine du magnésium de cette dolomitisation diffuse serait liée à la transformation HMC-LMC en système fermé.

Dans le cas du Champ Guiriel, le caractère très précoce de ces dolomites semble peu compatible avec une précipitation en système fermé, les argiles du Laffan n'ayant *a priori* pas encore été déposées. La formation de dolomite nécessite, notamment, que suffisamment de magnésium soit disponible dans l'espace poral. Parmi les sources possibles de magnésium, il a été démontré (dans les séries anciennes et récentes) que la dissolution et la stabilisation de la HMC peut fournir du magnésium permettant la dolomitisation (Heasley *et al.*, 2000, Choquette & Hiatt, 2008; Rameil, 2008). Pour le champ Guiriel il restait encore probablement de la HMC au moment de la précipitation de D1 car les tests d'échinodermes ne sont pas totalement recristallisés par C1a. Cependant, une telle dolomitisation est généralement décrite à partir de fluides marins ou mixtes. La zone D1 étant encadrée par deux phases de ciments calcitiques météoriques, une arrivée d'eaux marines semble nécessaire pour la formation des rhomboèdres de D1. De tels apports marins peuvent être envisagés durant la transgression turonienne, où de petites variations du niveau marin ont été mises en évidence par Haq & Al-Qahtani, (2005). Pour la précipitation de D2 (postérieure à C1b) il est envisageable que les fluides marins soient liés à la transgression majeure Turono-coniacienne. Une question reste cependant en suspend : pourquoi la dolomite n'affecte-t-elle que la partie inférieure du puits C? En l'absence de données géochimiques et d'inclusions fluides sur ces dolomites il est difficile d'aller plus loin dans leur interprétation génétique.

2.1.6. Sédiments internes

● Description et localisation

Une partie des vides primaires et secondaires (vides moldiques, *vugs*, cavités karstiques...) est comblée par des sédiments internes géotropes dont la nature peut être variée (Fig. 5.22) : (1) de la matrice micritique pauvre en débris de bioclastes et en péloïdes; (2) des micrites laminées riches en débris de bioclastes et de ciment C1a; (3) des micrites riches en péletoïdes; (4) des argiles sombres finement laminées, déjà décrites dans le paragraphe 2.1.3 de ce chapitre.

Chronologiquement, certains remplissages sont antérieurs aux phases de dolomitisation (Fig 5.22E) qui les recristallisent. Cependant, la dernière phase de l'ensemble des sédiments internes micritiques se met systématiquement en place après la précipitation des calcites C1b (Fig. 5.22D). Les recoupements entre les remplissages argileux des grandes cavités de dissolution et les phases de cimentation n'ont pu être

observés, il est donc difficile de contraindre avec précision la chronologie relative de ces remplissages argileux laminés.

● Interprétations.

La formation de sédiments internes peut être associée à plusieurs environnements diagénétiques, allant du domaine continental (silts vadoses – Dunham, 1969) jusqu'à l'enfouissement (Flügel, 2004). Les sédiments déposés peuvent avoir plusieurs origines : remaniement de la matrice pré-existante, précipitations intrasédimentaires, sédiments fins percolants depuis l'interface eau-sédiment, destruction de ciments précoces, injections liées à de la fracturation hydraulique... (Dunham, 1969; Durlet, 1996; Flügel, 2004). Dans le champ Guiriel, les relations pétrographiques entre les sédiments internes et les phases de cimentations météoriques indiquent une origine relativement précoce de ces sédiments internes, à priori toujours antérieure au dépôt des argiles du Laffan. La présence de bioclastes et de ciments météoriques dans certains sédiments internes indique un remaniement du sédiment encaissant. Les remplissages micritiques antérieurs à la précipitation de la dolomite ressemblent fortement aux "silts vadoses" décrits par Dunham (1969). La présence de péloïdes dans certains sédiments internes plaide pour une origine marine d'une partie du matériel formant les remplissages. La lamination des sédiments internes indique un dépôt polyphasé de la micrite, mais peut aussi indiquer des variations de l'hydrodynamisme dans l'espace poral (Reinhold & Kaufmann, 2010). La dernière phase de ces remplissages micritiques géotropes se mettant en place après la précipitation des ciments météoriques, il est ici envisageable que leur mise en place soit liée au retour de condition marines durant la remontée eustatique du Turonien supérieur – Coniacien inférieur.

2.1.7. Pyrite

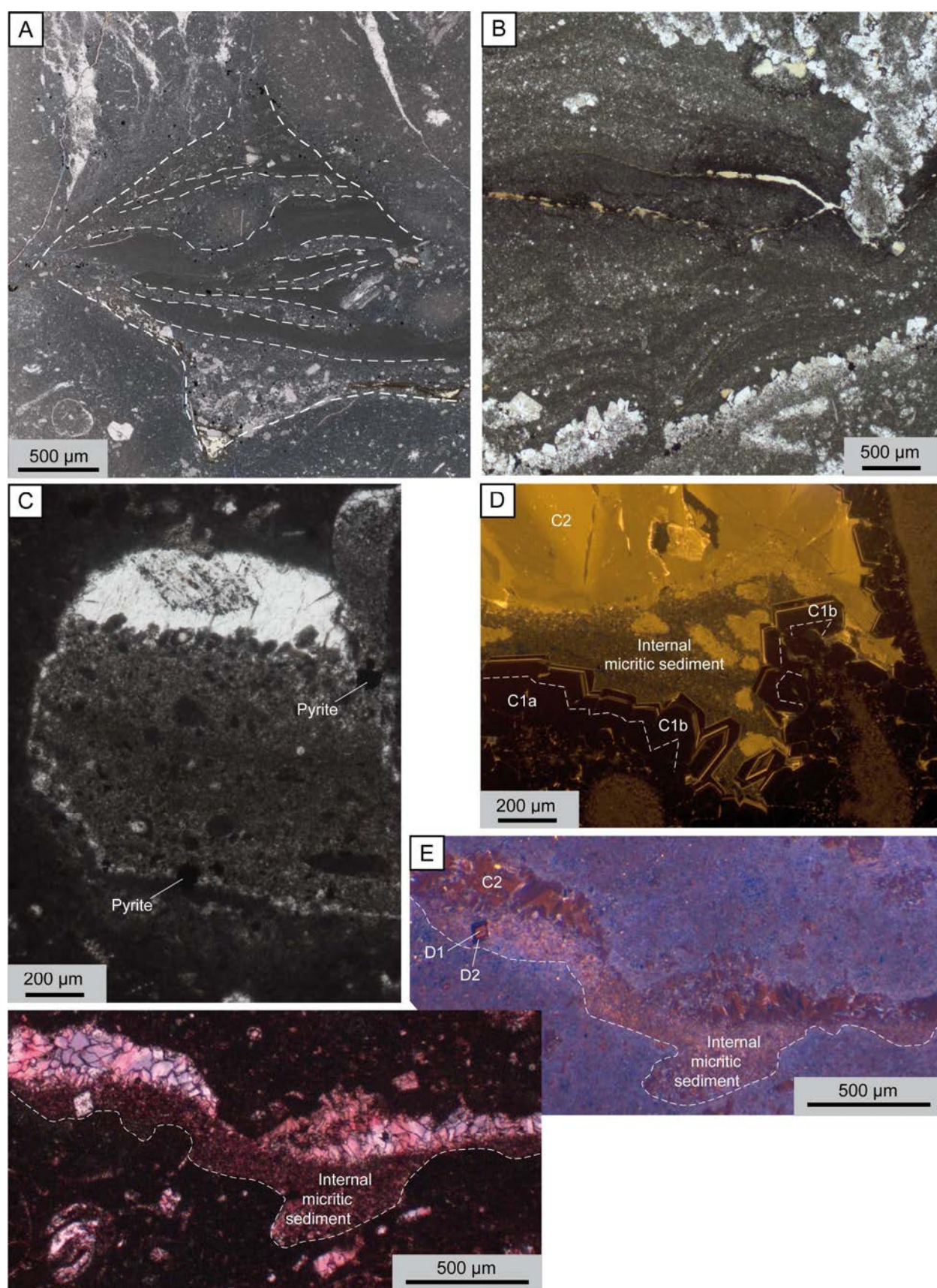
La pyrite est un minéral ubiquiste, extrêmement commun dans le réservoir Guiriel. Les premiers cristaux de pyrite (P1) peuvent former de petits agrégats (framboïdes) allant jusqu'à 30µm de large. Les cristaux P2 sont euhédraux, cubiques et souvent assemblés en agrégats allant jusqu'à 600µm de large (Fig. 5.23). La pyrite P1 et P2 est surtout observée dans l'actuelle zone aquifère où elle peut former jusqu'à 95% des résidus insolubles (voir Chapitre 2). Les gros cristaux de pyrite P2 peuvent tapisser les parois des grands terriers (type *Thalassinoides*) observés en carottes. Ces gros cristaux de pyrite P2 s'appuient sur C1b et sont scellés par certaines pseudomorphoses de sulfates (voir paragraphe. 2.1.9 de ce chapitre) et la sparite C2 (Fig. 5.23). En revanche, les framboïdes P1 ne s'appuient jamais sur les ciments sparitiques, ils sont probablement antérieurs, ou contemporains, à C1.

Figure 5.22
Chronologie et pétrographie des sédiments internes

A – C : Lumière naturelle

D – E : Cathodoluminescence et colorations

- (A) Sédiments internes laminés et géotropes. De la matrice micritique est intercalée entre de fins niveaux riches en débris de bioclastes et de ciments calcitiques (C1a).
Wackestone bioclastique (F3), Puits F, 45m bTMU. Phi : 9,8%; k : 14,21mD.
- (B) Remplissage micritique laminé dans un *vug* préalablement cimenté partiellement par les calcites C1b scalénoédrales.
Wackestone bioclastique (F3), Puits F, 2,5m bTMU. Phi : 9,3%; k : 0,39mD.
- (C) Remplissage géotrope riche en pélétoïdes dans une bioturbation. Le remplissage est postérieur à une première phase de cimentation (C1a?) qui recristallise aussi un bioclaste originellement en HMC (riche en inclusions). Le reste de la bioturbation est colmaté par C1b puis par les sparites C2. De la pyrite cubique est aussi observée dans le remplissage micritique.
Wackestone à *Orbitolinella* sp. (F6) Puits C, 9,6m bTMU. Phi : 12,1%; k : 0,29mD.
- (D) Sédiment inerme micritique géotrope postérieur aux ciments C1b et partiellement recristallisé par C2.
Floatstone à coraux (F7), Puits A, 21m bTMU. Phi : 3,2%; k : 0,3mD.
- (E) Sédiment interne micritique géotrope observé en cathodoluminescence et en coloration. Le remplissage micritique semble antérieur aux deux zones de dolomite D1 et D2 et est recristallisé par les ciments C2 non ferreux à légèrement ferreux. La zone C1 est absente.
Wackestone à algues vertes (F4), Puits C, 34,6m bTMU. Phi : 14,4%; k : 0,28mD.



● Interprétations

Les framboïdes de pyrite P1 qui se développent dans la matrice micritique peuvent avoir une origine très précoce, en lien avec des colonies bactériennes en conditions réductrices à disoquies, expliquant leur présence dans les sédiments micritiques initialement peu perméables (Butler & Rickard, 2000; Tribovillard *et al.*, 2008). Les cristaux cubiques P2 sont plus tardifs, mais leur présence est aussi liée à des conditions réductrices. Ces cristaux P2 semblent s'être développés dans les endroits riches en matière organique, tels que les parois des terriers. Ces pyrites authigènes P2 sont aussi décrites dans le Sarvak par Hajikazemi *et al.*, 2010, pourraient être liées à des phénomènes de sulfato-réduction associés à la dégradation de la matière organique ou des sulfates présents dans les sédiments par des bactéries (Machel, 2001; Dickson *et al.*, 2008).

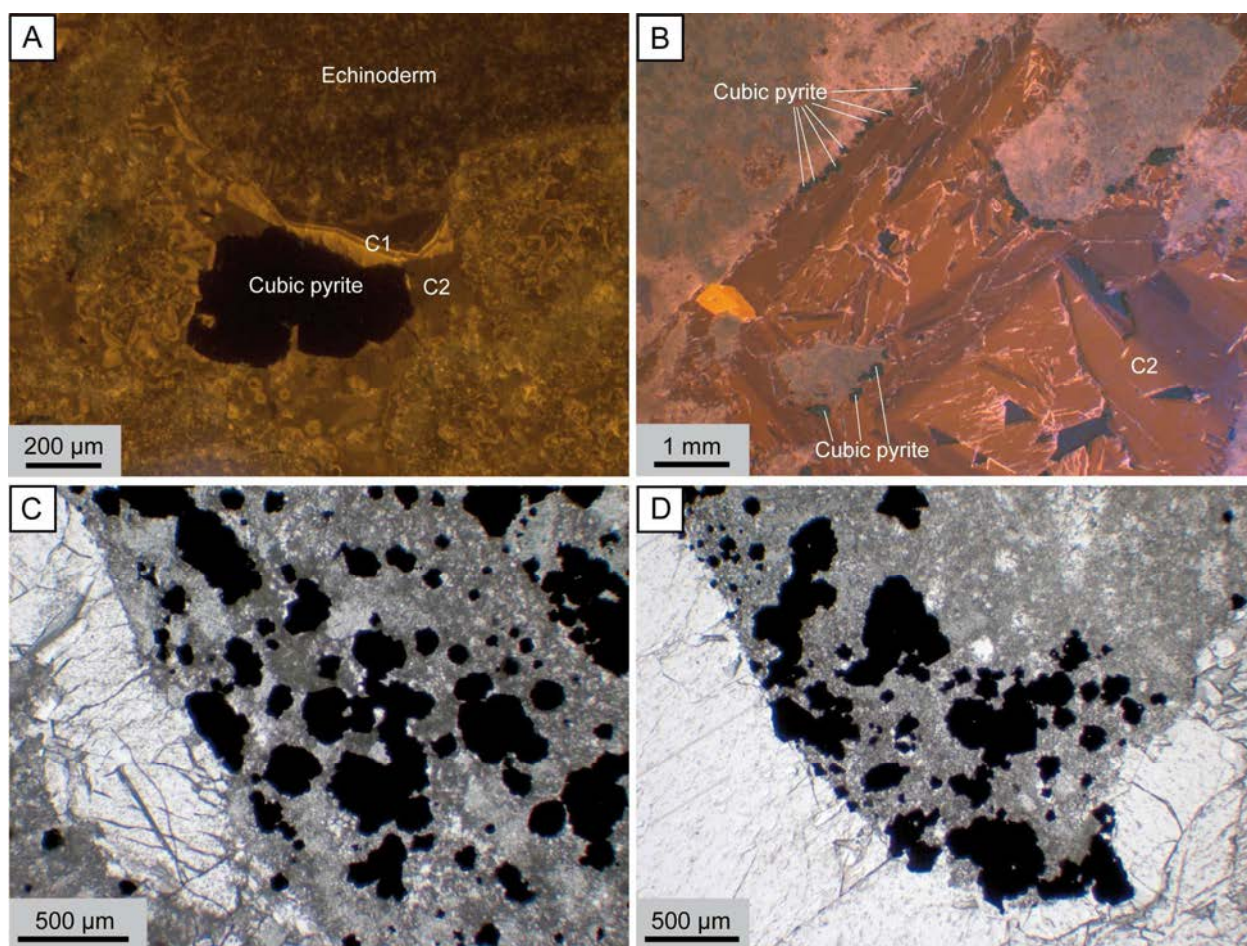


Figure 5.23 : Pétrographie des cristaux de pyrite P2. (A) Cubes de pyrite P2 précipités entre C1b et les calcites de blocage C2. Puits F, 121,4m bTMU; (B) Pyrite P2 développée en périphérie de clastes micritiques et antérieure aux ciments de blocage C2. Puits C, 35,3m bTMU; (C-D) Cristaux de pyrite P2 précipités dans la matrice micritique en bordure de *Thalassinoides* actuellement cimentés par de la calcite de blocage. Puits F, 94,6m bTMU.

Des conditions réductrices dans l'ensemble du réservoir après la mise en place des ciments météoriques et de la dolomite sont favorisées par l'écran imperméable formé par les argiles du Laffan. Dans le séquençage diagenétique du champ Guiriel, les grosses pyrites P2 observées sont ainsi attribuées à la première phase diagenétique syn à post-Laffan, donc à la diagenèse d'enfouissement *sensu-stricto*.

2.1.8. Sulfates

● Description et localisation

Des pseudomorphoses calcitiques de sulfates ont été observées dans environ 20% des lames étudiées (Fig. 5.24), en particulier dans les puits C, F et H. Ces pseudomorphoses sont absentes des échantillons du puits A. Deux types de pseudomorphoses sont décelés :

- Type 1 : Les cristaux sont lenticulaires (Fig. 5.24), d'une longueur maximum de 3 mm et associés en rosettes. Ils se développent préférentiellement dans la porosité moldique, interparticulaire et dans des sédiments internes micritiques. Ces pseudomorphoses sont recristallisées par un ciment calcitique non ferreux et très luminescent sous cathodoluminescence. La présence de matrice micritique entre ou au sein des cristaux, indique que ces sédiments internes ne devaient pas être lithifiés au moment de la précipitation des sulfates de Type 1.

- Type 2 : Ces pseudomorphoses sont les plus fréquemment observées. Il s'agit de sections allongées, à bord parallèles et non courbes, évoquant des sections de cristaux en tablettes. La longueur maximale observée est de 5 mm, et les sections les plus larges sont épaisses d'environ 250µm. Ces pseudomorphoses sont actuellement composées par une calcite non ferreuse (C2, voir paragraphe 2.1.10 de ce Chapitre) ayant une luminescence brun terne, localement affectée par du *sector-zoning* certainement associé à la recristallisation des cristaux de sulfates. (Fig. 5.24). Ces motifs de luminescence rendent parfois l'identification de ces pseudomorphoses compliquée à cause de leur ressemblance avec des motifs de *sector-zoning* visibles dans les ciments de blocage.

Chronologiquement, les pseudomorphoses de Type 2 s'appuient sur les ciments calcitiques météoriques C1a et C1b et englobent les dolomites D2 (Fig. 5.24). Les cristaux originels ont précipité dans la porosité moldique, la porosité interparticulaire et les fractures non colmatées par C1 (voir paragraphe 2.1.9 de ce Chapitre).

Figure 5.24**Chronologie et pétrographie des pseudomorphoses de sulfates**

A, C, E : Lumière naturelle et colorations

B, D, F, G : Cathodoluminescence

(A-B) Pseudomorphoses de cristaux lenticulaires (Type 1) riches en inclusions micritiques. Les cristaux se développent au détriment d'un sédiment interne micritique et sont complètement recristallisés par les calcites de blocage C2.

Wackestone à *Dukhanianella* sp. et miliolites (F1), Puits F, 27,5m bTMU. Phi : 12,3%; k : ?

(C) Cristaux lenticulaires de sulfates (pseudomorphoses Type 1) remplacés par de la calcite non ferreuse, localisés dans un vide moldique. De la matrice micritique est présente entre les cristaux.

Floatstone à coraux (F7) Puits E, 3,4m bTMU. Phi : ?; k : ?

(D) Pseudomorphoses de Type 2 observées en cathodoluminescence. Les sections de cristaux sont allongées, parfois biseautés à l'extrémité, et précipitent entre les éléments d'une brèche. Les sulfates sont postérieurs aux phases de cimentations météoriques visibles en périphérie des fragments de matrices (flèches blanches).

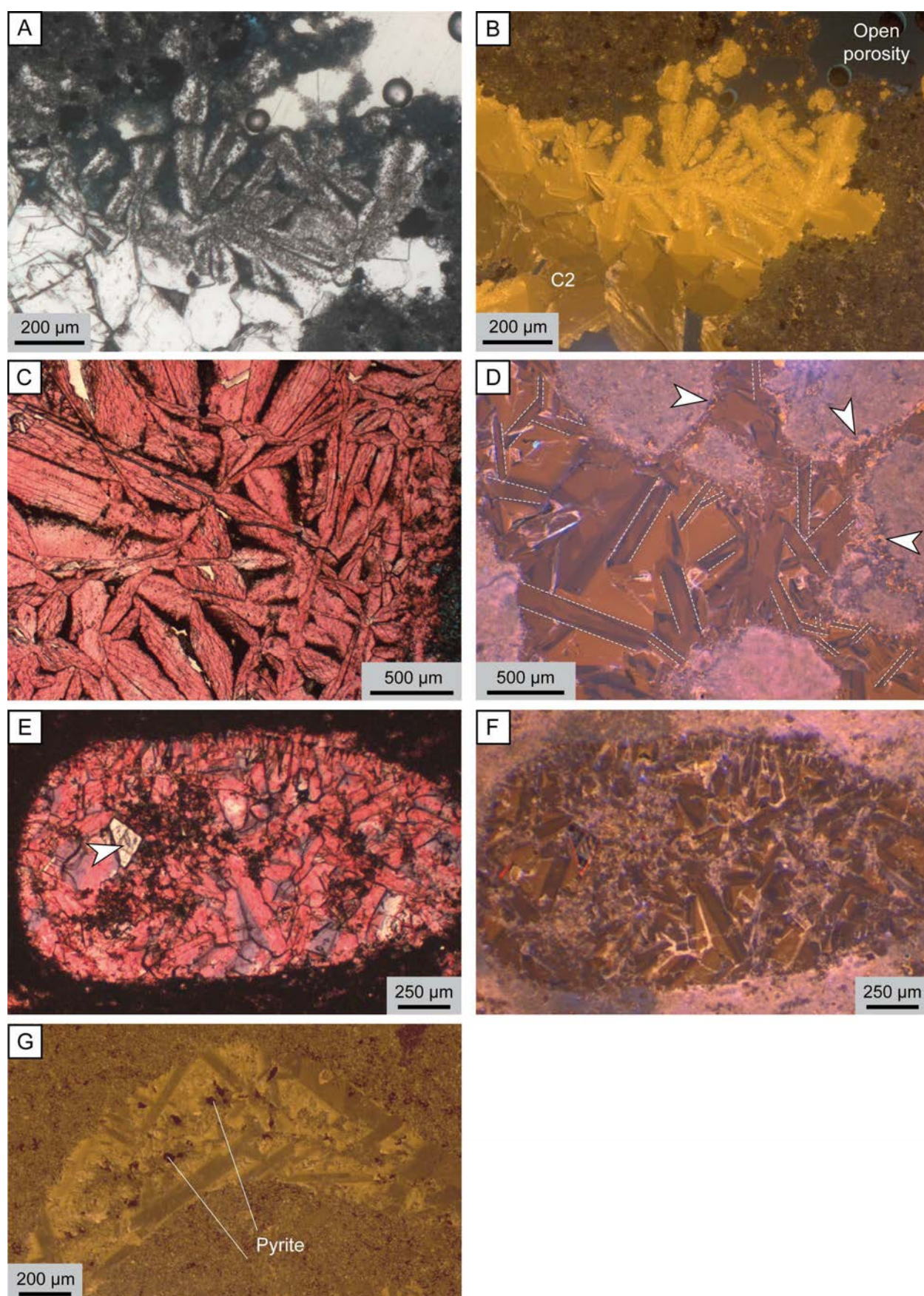
Wackestone à *Orbitolinella* sp. (F6), Puits C, 30,9m bTMU. Phi : 11,3%; k : 0,37mD.

(E-F) Pseudomorphoses de Type 2 localisées dans un vide moldique, observées en colorations (E) et en cathodoluminescence (F). Les cristaux ont des sections allongées, ils semblent englober des rhomboèdres de dolomite (essentiellement D2) et sont recristallisés par de la calcite non ferreuse (coloration rose) et présentant une luminescence marron terne.

Wackestone à algues vertes (F4), Puits C, 35,3m bTMU. Phi : 13,7%; k : 0,65mD.

(G) Cimentation de la porosité intraparticulaire d'un *Orbitolinella* sp. Les teintes de cathodoluminescence et en particulier l'aspect "en baguette" des ciments suggèrent une recristallisation de sulfates (pseudomorphoses de Type 2). De la pyrite est observée, antérieure au ciment calcitique C2.

Wackestone à *Orbitolinella* sp. (F6), Puits C, 9,7m bTMU. Phi : 18,2%; k : 1,55mD.



● Interprétations

La morphologie lenticulaire des pseudomorphoses de Type 1 indique clairement que le gypse devait être la minéralogie initiale de ces sulfates, tandis que pour les pseudomorphoses de Type 2, l'aspect en baguettes ou tablette des cristaux initiaux semble cohérent avec des cristaux d'anhydrite (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

La chronologie relative des cristaux de sulfates (Type 1 et Type 2) indique une précipitation postérieure aux ciments météoriques et à la dolomite, annulant toute possibilité de précipitation synsédimentaire, à l'interface eau-sédiment, de ces sulfates.

Une origine "précoce" des sulfates de Type 1?

Les processus de stabilisation des carbonates métastables (dissolution, néomorphisme... de l'aragonite et de la HMC) dans le domaine météorique précoce (voir paragraphes 2.1.2 et 2.1.3 de ce Chapitre), vont libérer du calcium (en partie réutilisé dans la cimentation calcitique), et du strontium (la dissolution de l'aragonite – Lasemi & Sandberg, 1993). La présence de ces éléments chimiques en quantité *a priori* importante (mais non quantifiable) pourrait aider la précipitation de sulfates, dont le gypse. Le retour de conditions marines en lien avec la transgression turono-coniacienne pourrait être un facteur déterminant pour la précipitation des sulfates de Types 1 et 2 dans la porosité résiduelle.

La chronologie relative de ces sulfates, certainement postérieurs à D2 (interprétée comme liée à cette même transgression – paragraphe 2.1.5) plaide alors pour une précipitation de ces sulfates au cours de la transgression turono-coniacienne, certainement avant dépôt des argiles du Laffan. Cette hypothèse "précoce" est particulièrement intéressante pour expliquer la formation des cristaux lenticulaires de gypse (Type 1) qui se mettent en place dans des sédiments internes non lithifiés.

Une origine "tardive", liée aux fluides hydrothermaux ou riches en sulfates?

Le contexte géologique régional permet d'envisager une précipitation plus tardive des sulfates de Type 2 :

(A) Après le dépôt des carbonates Mishrif du champ Guiriel, une longue phase de diapirisme polyphasé a lieu, notamment au cours du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur, ainsi qu'au Miocène supérieur en lien avec les grandes phases orogéniques (Vieban *et al.*, 2006; Motamedi *et al.*, 2011). La remontée des sels précambriens et cambriens (Sels d'Hormuz) associée à des

remontées de fluides hydrothermaux salés pourrait être une source pour la formation des sulfates. Le réservoir Guiriel est d'ailleurs localisé à proximité d'un diapir (quelques dizaines de kilomètres), dont la position et le nom ne peuvent être donnés dans ce travail pour causes de confidentialité.

(B) Au cours de la sédimentation postérieure à la formation Mishrif, deux formations évaporitiques se mettent en place sur la plate-forme : le Rus (Yprésien) depuis l'Irak jusqu'au Yémen et le Fars (Miocène) localisé plutôt en Iran et dans le bassin mésopotamien (Aqrabi, 1993; Ziegler, 2001; Sharland *et al.*, 2004). Des percolations de fluides au travers de ces évaporites pourraient aussi permettre la précipitation des sulfates de Type 2.

En l'absence de données complémentaires (géochimiques et microthermométriques), il semble difficile de mieux contraindre l'origine des fluides à l'origine des sulfates (Type 2, maintenant calcitisés) observés dans les sédiments du champ Guiriel.

2.1.9. Fractures

Sur l'ensemble de la pile sédimentaire étudiée, un réseau de fractures est mis en évidence à l'échelle de la lame mince. Basé sur les recoupements avec les différentes phases de cimentation calcitique et la mise en place des sulfates, au moins trois générations de fractures peuvent être mises en évidence :

- Génération 1 : Ces fractures sont peu fréquentes, seulement observées dans un petit nombre de lames minces. Elles sont partiellement colmatées par les ciments C1a et C1b (Fig. 5.25), puis scellées par les ciments de blocage C2 (décrits dans le paragraphe 2.1.10 de ce Chapitre).

- Génération 2 : La grande majorité des fractures observées dans le champ Guiriel appartiennent à cette seconde génération. Les fractures sont fines, la distance entre les épontes allant de 50µm à 5mm. Leurs orientations précises par rapport aux forages et au réservoir n'ont pu être mesurées. Les fractures sont généralement colmatées par les ciments C2 non à légèrement ferreux (Fig. 5.25), parfois précédés par des sulfates (pseudomorphoses de Type 2) jamais fracturés. Ces fractures recoupent les ciments météoriques C1a et C1b (Fig. 5.25).

- Génération 3 : La dernière génération de fractures recoupe toutes les phases diagenétiques et n'est donc colmatée par aucune phase de ciment calcitique. Elles sont parfois bordées par une auréole de dissolution et peuvent recouper les stylolites.

Figure 5.25
Chronologie et pétrographie des phases de fracturation

A, E : Lumière naturelle

C : Colorations

B, D, F : Cathodoluminescence

(A-B) Fracturation très précoce d'un bivalve (Génération 1). L'ensemble des phases de cimentation calcitiques (C1 et C2) est observée dans le remplissage de la fracture.

Wackestone riche en bivalves (F9), Puits H, 15,6m bTMU. Phi : 16,2%; k : 1,03mD.

(C) Fractures de Génération 1, développées dans les matrice micritique et partiellement colmatées par les ciments calcitiques C1 et C2a, C2b et des cristaux de pyrite P2 (antérieure à C2). Ces fractures atteignent ici 300µm de large.

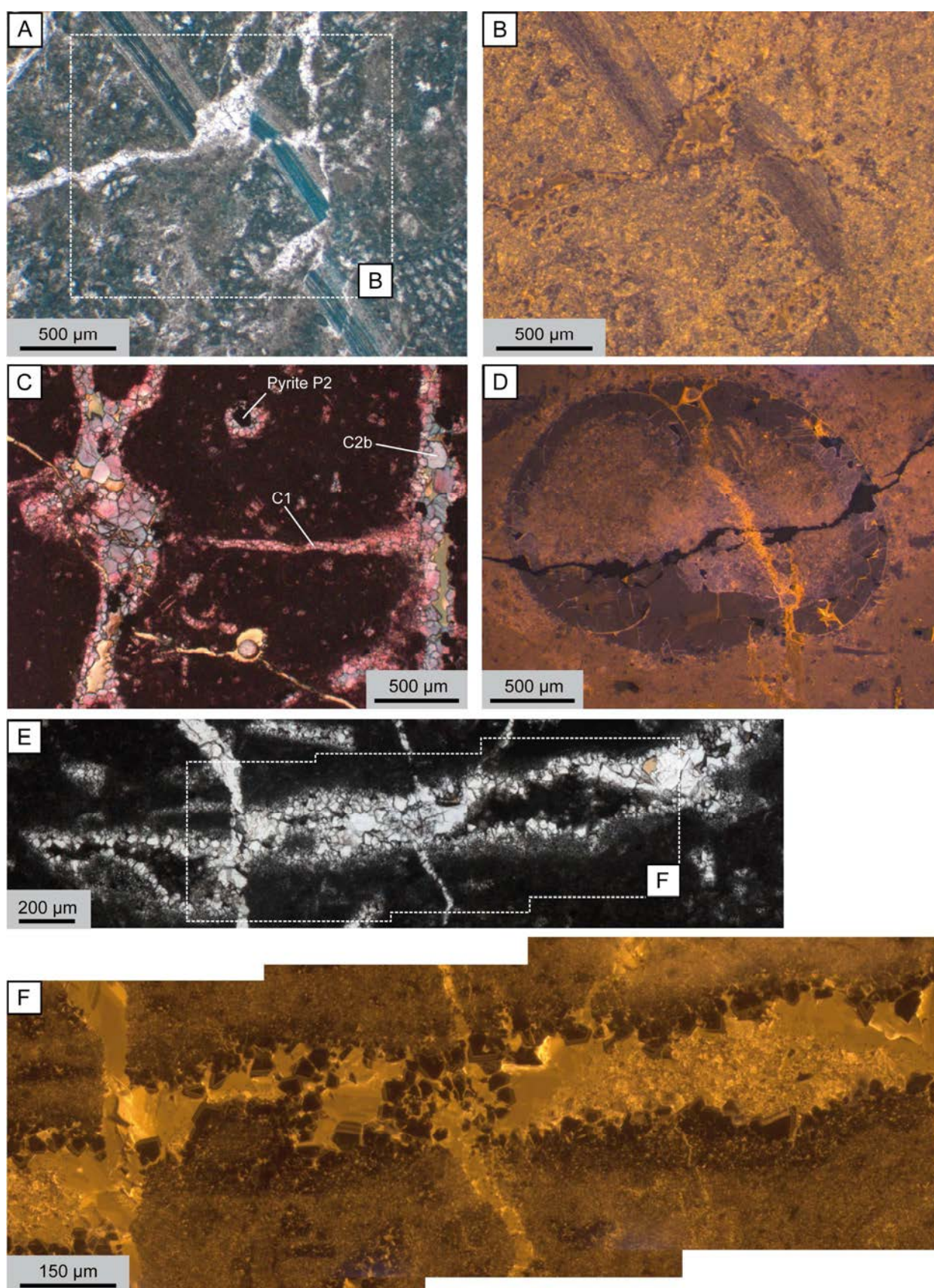
Floatstone à coraux (F7) Puits D, 30,3m bTMU. Phi : ?; k : ?

(D) Fracture affectant un bioclaste dissous (fragment de gastéropode) et cimenté par les ciments météoriques C1. La fracture est postérieure à la phase de cimentation C1 qu'elle recoupe (fracture de seconde génération), mais est antérieure au ciment luminescent C2 qui la colmatent.

Wackestone à algues vertes (F4), Puits C, 10,2m bTMU. Phi : 9,5%; k : 0,06mD.

(E-F) Fractures affectant un vide moldique partiellement comblé par les ciments météoriques C1 et des sédiments internes micritiques géotropes. Les fractures sont antérieures au ciment de blocage C2 qui les colmate.

Floatstone à coraux (F7), Puits A, 1,5m bTMU. Phi : 19,4%; k : 5,03mD.



● Interprétations

Les recoupements avec les différentes phases diagenétiques permettent de proposer des hypothèses quant à l'origine et la chronologie des phases de fracturation.

Pour la première génération, le fait que les ciments météoriques précoces soient observés en bordures des épontes est significatif d'une origine extrêmement précoce de cette génération de fracture, certainement en lien avec les phénomènes de collapses associés à l'émersion sommitale.

La seconde génération de fractures est nettement postérieure, puisque cimentée uniquement par les sulfates de Type 2 et les ciments de blocages C2. Ces fractures pourraient alors être liées à des phénomènes tectoniques affectant la zone d'étude depuis la fin du Crétacé (Breesch *et al.*, 2009; Hajikazemi *et al.*, 2010; Holland & Urai, 2010). Trois périodes tectoniquement très actives pourraient être à l'origine de ces fractures : (1) le Maastrichtien (obduction d'ophiolites sur les marges est et nord de la plaque arabe), la période entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur (début de la compression du Zagros), et (3) le Miocène moyen, avec une nouvelle collision et la formation du bassin d'avant-chaine du Zagros (Ziegler, 2001, Sharland *et al.*, 2001). Les phases majeures de diapirisme (peut-être responsable de la formation des sulfates de Type 2) étant datées du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur et au Miocène supérieur, la formation des fractures de seconde génération (antérieures aux sulfates Type 2) au Miocène moyen paraît peu envisageable. La seconde génération de fracture pourrait alors être datée entre la fin du Crétacé et la fin de l'Eocène. A ce stade de l'étude il est difficile d'aller plus loin dans une chronologie "absolue". Des précisions seront apportées dans les paragraphes suivants, en particulier au cours de la discussion sur les ciments de blocage C2.

La dernière génération de fracture est clairement postérieure aux différentes phases de cimentation qu'elle recoupe. Elles peuvent aussi recouper certains stylolites, indiquant une origine tardive de ces fractures. Les auréoles de dissolution pouvant se former le long de ces dernières fractures indiquent une circulation de fluides agressifs (peut-être dans les derniers stades de la diagenèse d'enfouissement – voir paragraphe 2.1.12)

2.1.10. Ciments calcitiques C2

● Description et localisation

Cette seconde (et dernière) occurrence de ciment calcitique est présente partout dans le réservoir, dans des proportions variables (Fig. 5.26). Il s'agit d'une calcite limpide (peu d'inclusions solides) non ferreuse à ferreuse, formant des cristaux équi-granulaires typiques d'une calcite de blocage avec un *sector zoning* généralement très marqué. Lorsqu'ils sont bien développés, en particulier dans l'actuel aquifère, les

cristaux peuvent mesurer jusqu'à 1cm de long. Ce ciment de blocage va localement précipiter en syntaxie sur C1b. Les colorations ont permis d'identifier deux sous-zones dans C2 : une C2a non ferreuse, et une C2b ferreuse à modérément ferreuse (coloration mauve à bleue avec le ferricyanure de potassium). La sous-zone C2a est celle qui remplace les sulfates décrits précédemment. La morphologie et la chimie des cristaux de C2 varient en fonction de leur position stratigraphique au sein du réservoir. Dans l'actuelle zone à huile, les cristaux sont généralement petits (jusqu'à 5mm de large), euhédraux et ne combinent que rarement l'ensemble de la macroporosité résiduelle (Fig. 5.26). Les zones C2a et C2b sont observées, bien que certains cristaux soient composés uniquement de C2b ferreuse. Sous cathodoluminescence, les deux sous-zones présentent une luminescence jaune brillante à jaune terne en périphérie des cristaux (correspondant généralement à la zone ferreuse C2b). Un fort *sector-zoning* affecte les deux sous-zones. Dans l'actuel aquifère, la grande majorité des C2 est non ferreuse (C2a) et obture généralement la totalité de la macroporosité résiduelle (Fig. 5.26). Les cristaux y sont souvent beaucoup plus gros (jusqu'à 1cm de large). Sous cathodoluminescence, C2 présente une luminescence marron terne, affectée par un fort *sector-zoning*, parfois difficilement différenciable des pseudomorphoses de sulfates de type 2. Chronologiquement, C2 recrystallise les sulfates, formant les pseudomorphoses de types 1 et 2. Il s'agit aussi de la phase de cimentation qui s'appuie sur la phase de dolomite D2, qui va recrystalliser une partie des sédiments internes micritiques, et qui va venir obturer l'ensemble des fractures. C2a semble antérieure (ou contemporaine) aux stylolites (paragraphe 2.1.11 de ce Chapitre), un contact entre les stylolites et la sous-zone C2b n'a toutefois jamais été observé.

● Géochimie

32 points d'analyse à la microsonde EDX ont été effectués sur C2a, et aucune sur C2b qui est absente des échantillons analysés (Fig. 5.11). Comme pour C1a et C1b, le fer et le manganèse sont systématiquement en dessous du seuil de détection (0,1% atomique). Le rapport atomique Mg/Ca dans ces ciments est faible la moyenne étant de 0,04). L'absence de fer et de manganèse est cohérente avec les colorations et les observations en cathodoluminescence.

Isotopes ^{18}O – Microsonde IMS 1270

Les mesures effectuées par sonde ionique sur les ciments C2a de l'échantillon A (puits C, 18m bTMU – Fig. 5.12) montrent un ^{18}O relativement hétérogène. Les valeurs mesurées sont comprises entre -4,1‰ et -5,6‰ (n=4). Le ^{18}O semble diminuer au cours de la croissance du cristal. Le ciment C2a (n=3) analysé sur l'échantillon B (22m bTMU) présentent des valeurs de ^{18}O comprises entre -3,4‰ et -6,3‰. Grâce à la microsonde IMS 1270, la valeur moyenne calculée pour le ^{18}O est de -5,1‰.

Figure 5.26

Chronologie et pétrographie des calcites de blocage (C2)

A, C-E : Colorations

B, F-G : Cathodoluminescence

(A-B) Cimentation partielle de la porosité d'un grand foraminifère benthique (*Cyclodonia iranica*?) et de microfractures de seconde génération. Les C2 sont non ferreuses puis ferreuses, et toujours luminescentes. Des phénomènes de *sector-zoning* affectent les ciments de blocage.

Wackestone à foraminifères benthiques (F2), Puits F, 23,8m bTMU. Phi : 19,4%; k : 3,46mD.

(C-D) Cimentation de vides moldiques (algues vertes dissoutes) par la phase de ciment C2. Les cristaux sont grossiers et scalénoédraux. . La sous-zone C2a (non ferreuse) semble recristallise les sulfates dont la forme allongée apparaît en coloration. La coloration mauve à bleue indique la présence de fer dans la sous-zone la plus tardive (C2b) de ces ciments. Les différences de coloration au sein des cristaux peuvent toutefois être uniquement attribuées à du *sector-zoning*.

Wackestone à Préalvéolines (F5), Puits F, 42,3m bTMU. Phi : 9,8%; k : 0,12mD.

(E) Ciments C2 développés dans la porosité primaire d'un corail. La sous-zone C2a est non ferreuse, tandis que C2b est ferreuse (coloration mauve) et précipite clairement en syntaxie sur C2a.

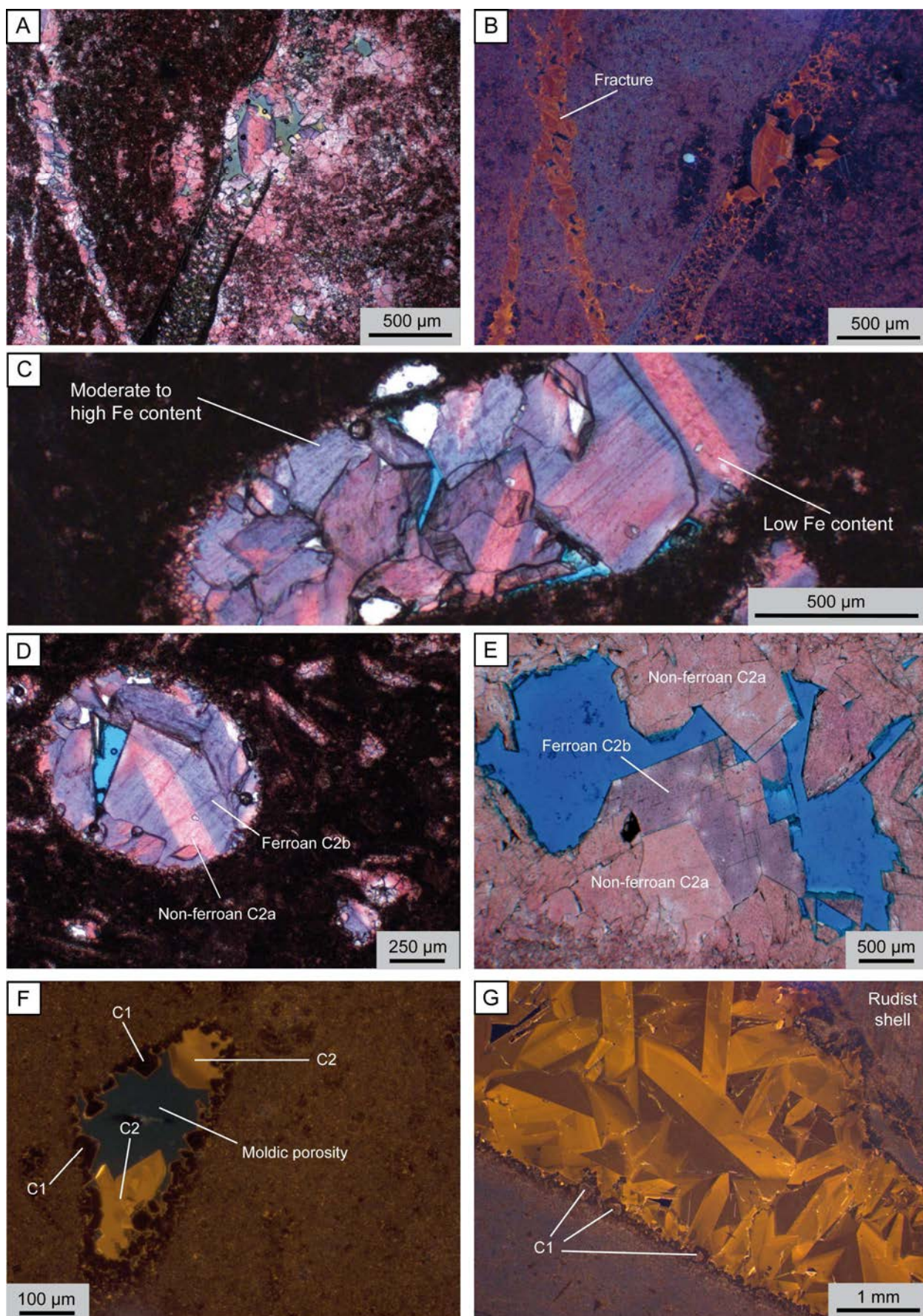
Floatstone à coraux (F8), Puits F, 110,15m bTMU. Phi : 1,8%; K : 0,05mD.

(F) Vide moldique (algue verte dissoute?) partiellement colmaté par C1, puis par C2. Les cristaux de ciments tardifs sont ici scalénoédraux, très luminescents et affectés par un important *sector-zoning*. Cet échantillon localisé dans l'actuelle zone à huile montre la macroporosité résiduelle non obturée par les ciments C2.

Wackestone à algues vertes (F4), Puits A, 2,6m bTMU. Phi : 28%; k : 8,93mD.

(G) Précipitation de C2a colmatant totalement la porosité primaire d'une coquille de rudiste. Les formes en "baguettes" sont interprétées comme des possibles pseudomorphoses de sulfates (Type 2).

Floatstone à rudistes (F8), Puits H, 30,6m bTMU. Phi : 6,9%; k : 0,3mD.



Isotopes ^{18}O - ^{13}C – Microprélèvements

Les valeurs isotopiques obtenues par microprélèvements à la fraise de dentiste sur les calcites C2 (n=6) sont comprises entre -4,7‰ et -4,1‰ (V-PDB) pour le ^{18}O et entre +0,8‰ et +1,8‰ (V-PDB) pour le ^{13}C (Fig. 5.12). Il s'agit de prélèvements uniquement réalisés sur la phase C2a non ferreuse. Les valeurs en ^{18}O des microprélèvements sont sensiblement identiques à celles obtenues sur les ciments météoriques C1 (-4,7‰ pour C1 et -4,4‰ pour C2 – Fig. 5.27). Un écart de 0,7‰ est calculé (Fig. 5.12) entre la valeur moyenne de la sonde IMS 1270 (-5,1‰) et les microprélèvements mécaniques (-4,4‰). C2 étant la dernière phase de cimentation observée, une synthèse des données pétrographiques et géochimiques des différentes phases est proposée en figure 5.27.

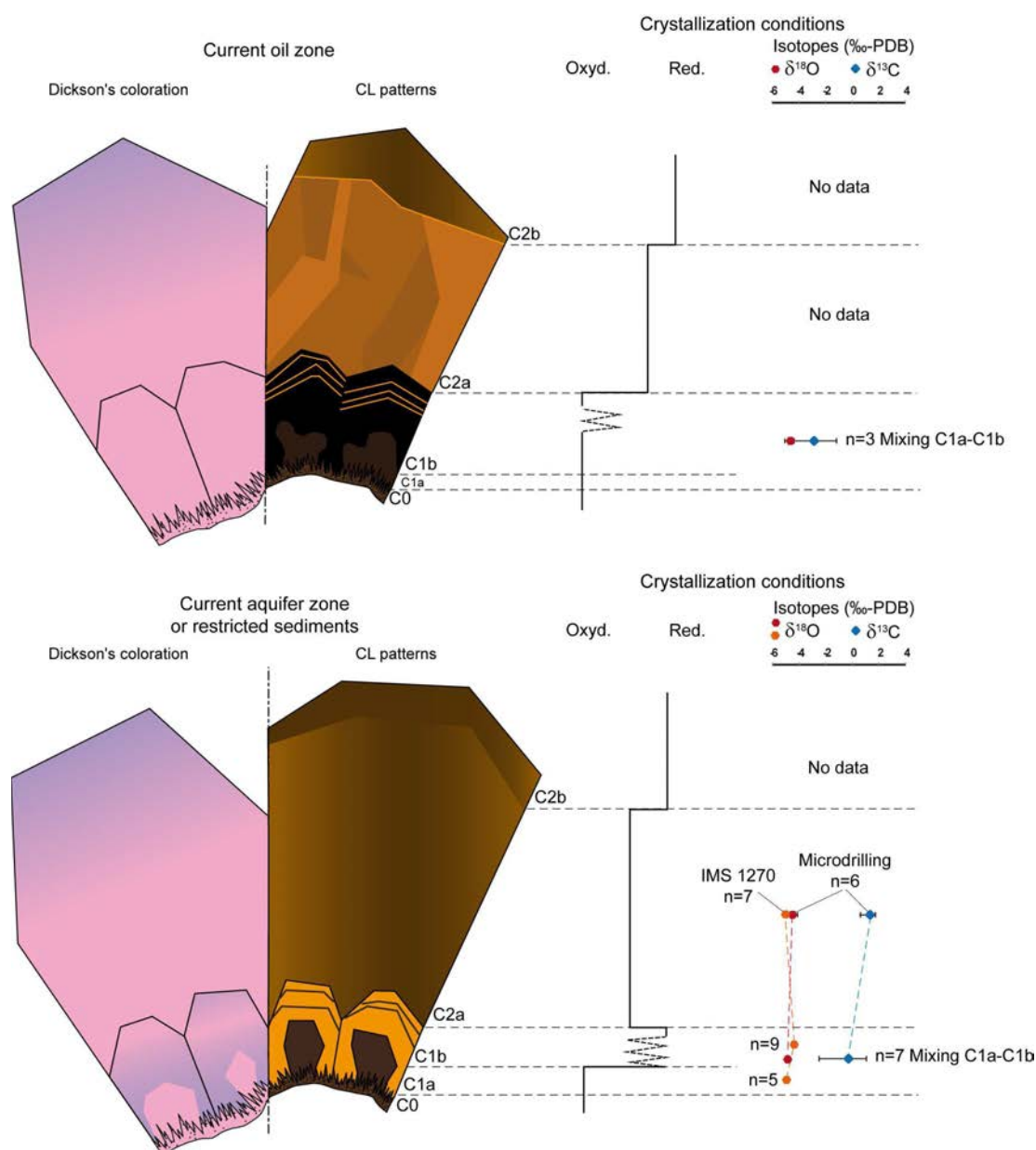


Figure 5.27 : Synthèse des données pétrographiques et géochimiques des différentes phases de cimentation calcitique dans la zone à huile (en haut) et dans l'actuel aquifère (en bas).

La recherche d'inclusions fluides dans les ciments C2 a montré la présence d'inclusions monophasées, très petites (inférieures à 5µm) et généralement secondaires. De rares inclusions biphasées (eau-gaz) ont aussi été observées dans certains cristaux. Comme pour les calcites C1, les caractéristiques de ces inclusions fluides sont défavorables à une étude micro-thermométrie aisée.

● Interprétations

La morphologie des cristaux de C2, leur caractère limpide, leur très faible rapport atomique Mg/Ca ainsi que leur *sector zoning* visible sous cathodoluminescence indiquent (comme pour les ciments C1) une minéralogie initiale de calcite faiblement magnésienne. L'ensemble des caractères pétrographiques et géochimiques disponibles permettent d'améliorer la compréhension de ces ciments :

La luminescence jaune brillante et la coloration par le ferricyanure de potassium indiquent l'incorporation de manganèse et de fer sous forme réduite (Mn^{2+} et Fe^{2+}) dans le réseau cristallin de la calcite. Dans la littérature, les calcites équigranulaires de blocage non ferreuse à ferreuse présentant une luminescence terne et succédant à des ciments scalenoédraux météoriques sont classiquement interprétées comme des ciments liés à l'enfouissement, précipités en domaine phréatique dans des fluides réducteurs (Dorobek; 1987; Videtich *et al.*, 1988; Horbury & Adams, 1989; Braithwaite, 1993; Tobin & Walker, 1994; Tobin *et al.*, 1997; Moore, 2001; Richter *et al.*, 2003; Götte & Richter, 2009; Brigaud *et al.*, 2009; Reinhold & Kaufmann, 2010; Hajikazemi *et al.*, 2010). Dans une étude récente sur la Formation Sarvak, Hajikazemi *et al.* (2010) observent une phase de cimentation similaire qu'ils interprètent comme liée à l'enfouissement et précipitée à partir de fluides ayant une température supérieure à 50°C (température uniquement basée sur la présence d'inclusions fluides biphasées). Moore (2001) indique que de telles calcites peuvent se mettre en place durant l'enfouissement, à partir de fluides confinés (sous un écran imperméable), le Ca et le CO_3 pouvant provenir d'une recharge météorique ou de la compaction physico-chimique du sédiment (stylolites).

La chronologie relative des différentes phases diagenétiques indiquent que les sparites C2 représentent la dernière phase de cimentation du réservoir. Ces sparites se mettent en place après la formation de la pyrite P1 et P2 et des sulfates, interprétés comme contemporain et/ou postérieurs au retour des conditions marines au Coniacien. Les ciments C2 seraient donc postérieurs à la TMU et *a priori* postérieurs aux premiers dépôts du Laffan.

Le ^{18}O de la calcite est en partie dépendant de la température et donc de l'enfouissement, les valeurs devenant plus légères avec l'augmentation de l'enfouissement (Anderson & Arthur, 1983;

Choquette & James, 1990; Moore, 2001). En sachant que le sommet actuel du Mishrif dans la région étudiée est situé entre 1000 et 1500 mètres de profondeur et en utilisant un gradient géothermique moyen de 1°C pour 30m (Videtic *et al.*, 1988), la température au fond des forages est comprise entre 60 et 75°C. Les données de forage indiquent que l'eau de formation a actuellement un $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) compris entre +3‰ et +4,8‰. En utilisant un diagramme de fractionnement (Fig. 5.28), des calcites précipitées dans de telles conditions auraient un $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) compris entre -3,4‰ et -7,8‰.

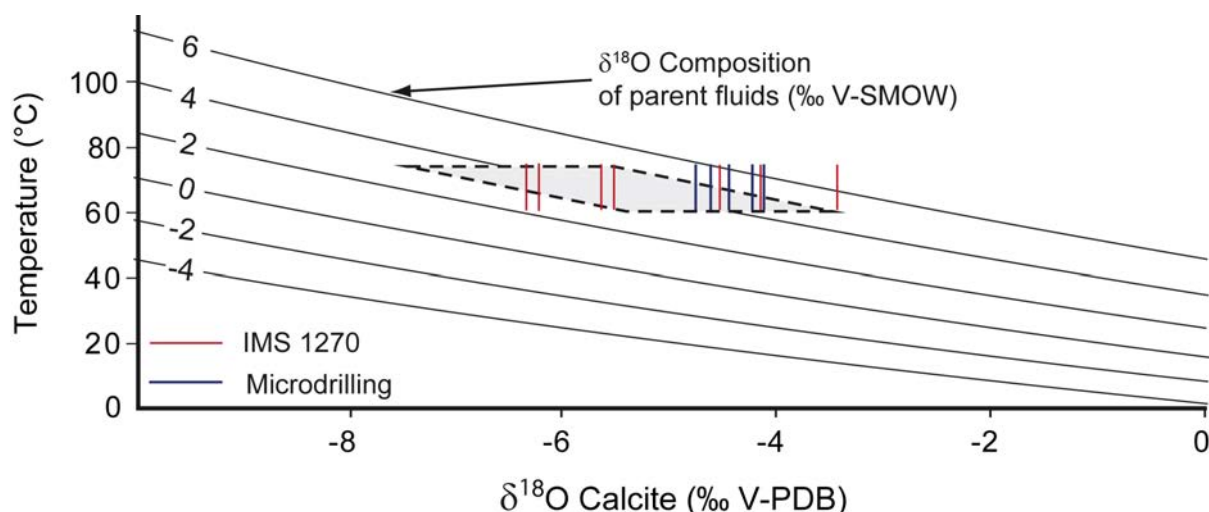


Figure 5.28 : Diagramme de fractionnement indiquant la composition possible des calcites C2 si elles étaient précipitées à partir des eaux de formation baignant actuellement les sédiments Mishrif, et la comparaison avec les données isotopiques issues des microprélèvements mécaniques et des données de l'IMS 1270.

Ces valeurs théoriques recouvrent l'ensemble des données isotopiques mesurées sur les ciments C2 (entre -3,4‰ et -6,3‰ - Fig. 5.28). Les données du $\delta^{18}\text{O}$ des calcites C2 semblent donc plaider pour une précipitation sous un enfouissement relativement important. Par ailleurs, les faibles valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont peu compatibles avec l'incorporation de ^{12}C issus des sols (comme c'était en partie le cas pour les ciments C1). Selon les courbes d'enfouissement disponibles pour le sommet de la Formation Mishrif (Rahmani *et al.*, 2010), une précipitation de C2 sous un enfouissement important (supérieur à 1000 mètres) aurait lieu à partir du Miocène inférieur. Ceci corroborerait l'hypothèse d'une phase de fracturation (génération 2, antérieure à C2) associée au début de la compaction du Zagros (Eocène supérieur).

Le néomorphisme des sulfates par C2 est peu compatible avec une précipitation de C2 dans un aquifère météorique sans sulfates dissous. Si cela avait été le cas, il est probable que ces sulfates auraient été entièrement dissous avant la précipitation de C2. Hors les structures de néomorphisme observées sont d'avantage indicatrices d'un remplacement progressif des sulfates par de la calcite C2. Il est plus vraisemblable que les sulfates ont été progressivement remplacés par C2 dans des eaux sursaturées vis-à-vis de la LMC mais non totalement dépourvues de sulfates dissous, quelque soit l'origine de ces eaux.

Il paraît donc envisageable que le ciment de blocage C2 ait précipité sous un enfouissement modéré (après l'Eocène supérieur?), à partir de fluides connés d'origine inconnus. Toutefois, en l'absence de données de microthermométrie et de salinité, basées sur l'étude des inclusions fluides, il est impossible de contraindre précisément dans le temps la mise en place de ces ciments sparitiques, la nature de leurs fluides parents, et donc de confirmer ou infirmer cette hypothèse.

2.1.11. Stylolites

● Description et localisation

Les stylolites (Fig. 5.29) sont observés sur l'ensemble de l'intervalle étudié, tant en lames minces qu'en forages. Ils sont particulièrement abondants dans les niveaux très riches en matrice micritique mais peuvent se développer dans les grainstones de l'actuelle zone aquifère. Dans les zones partiellement ou totalement imprégnées en huile, les stylolites sont "ouverts" et peuvent avoir servi de micro-drains pour la migration de l'huile. Les stylolites sont tous parallèles à la stratification mais peuvent être séparés en trois morphologies distinctes éventuellement diachrones :

- Des *wispy seams* (Koepnick, 1984) ayant une très faible amplitude (micro à millimétrique) et une forme ondulée (Fig. 5.29). Ces stylolites très plats sont surtout observés dans les sédiments micritiques, concentrant beaucoup de résidus insolubles et associés aux liserés argileux (*horse tails*). Dans le puits C, la distribution de ces *wispy seams* est partiellement contrainte par la présence des rhomboédres de dolomite qui vont être incorporés et remaniés dans l'espace de ces stylolites.
- Des microstylolites développés au contact entre les grains, particulièrement dans certains grainstones non affectés par les ciments C0, qui vont imbriquer les grains entre eux. Ces microstylolites ont une amplitude très faible, de l'ordre de quelques microns. Ces microstylolites sont relativement rares, et n'ont été observés qu'à la base du puits F.
- Les plus souvent observés sont des stylolites *sensu stricto* (Koepnick, 1984). L'amplitude verticale de ces stylolites peut être centimétrique ou ne pas dépasser quelques dizaines de microns (Fig. 5.29). Les crêtes et creux sont généralement bien développés, pouvant atteindre 300 à 500µm de large en lame mince, et presque 1cm en carotte. Les stylolites ayant la plus grande amplitude sont généralement localisés dans les niveaux les moins poreux. A l'inverse la compaction affectant des niveaux plus poreux donnera des stylolites relativement plats.

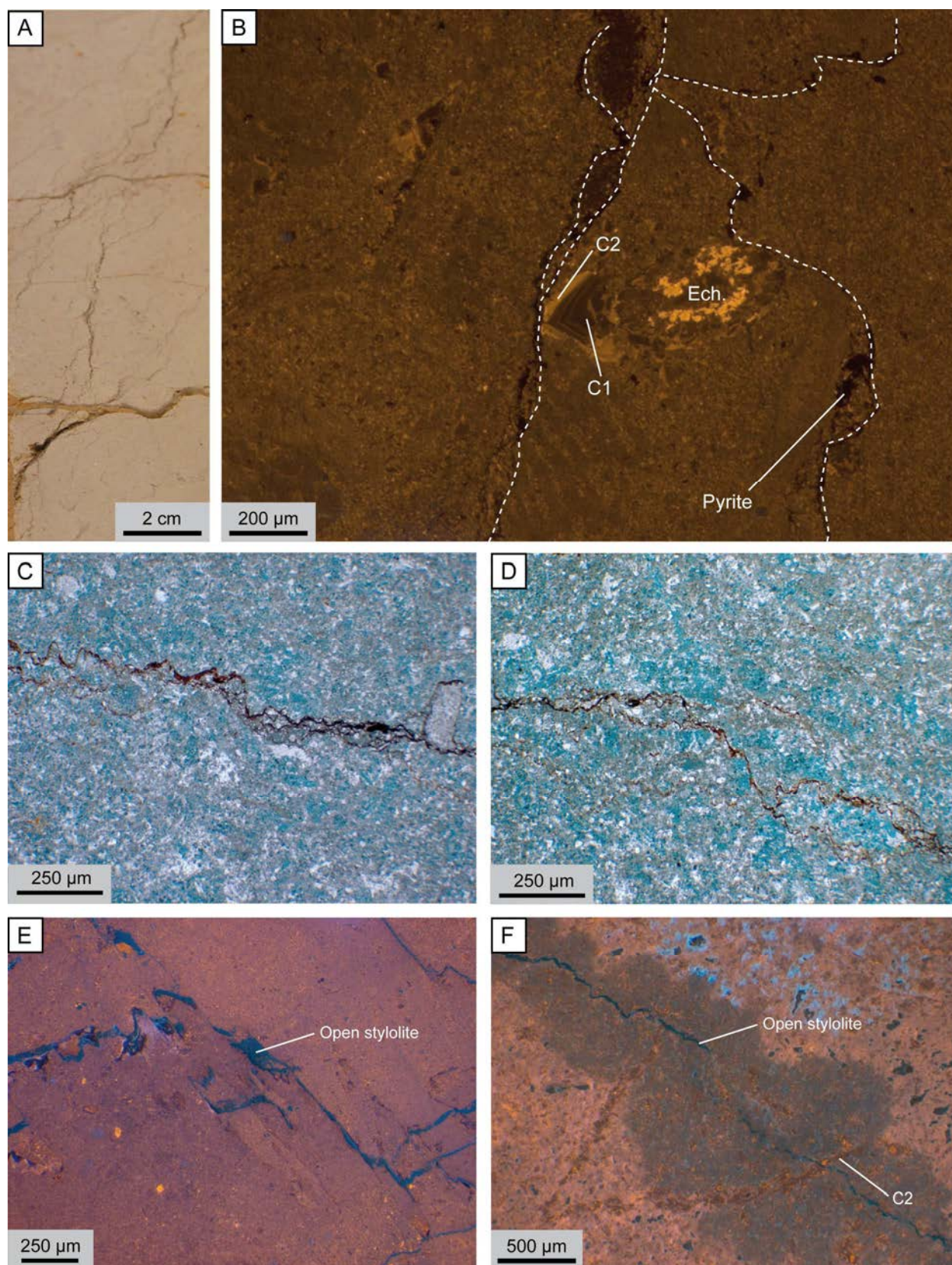
Figure 5.29
Chronologie et pétrographie des stylolites

B, E-F : Cathodoluminescence

C – D : Lumière naturelle

- (A) Stylolites plats, riches en résidus insolubles (*wispy seams*) observés en carotte. Les stylolites sont parallèles à la stratification, leur orientation en carotte est liée d'une part à un forage oblique, et d'autre part au basculement du réservoir vers le sud-est lors des différentes phases tectoniques, et en particulier l'obduction des ophiolites, partiellement responsable de l'émersion turonienne.
Puits F, 112m bTMU. Phi : ?; k : ?
- (B) Stylolites (pointillés blancs) d'amplitude modérée affectant la matrice micritique. Les stylolites recoupent le ciment C1b développé en syntaxie sur un fragment d'échinoderme.
Wackestone à Préalvéolines (F5), Puits H, 28,8m bTMU. Phi : 20,1%; k : 1,7mD.
- (C-D) Stylolites riches en oxydes et résidus insolubles au sein de matrice micritiques mésoporeuses (ici dissolution tardive, post stylolites). L'amplitude des stylolites est très faible, mais les crêtes sont bien visibles.
Wackestone à algues vertes (F4) Puits F, 116,3m bTMU. Phi : 21,4%; k : 2,35mD.
- (E) Stylolite ouvert de grande amplitude affectant la matrice micritique et recoupant C2a.
Wackestone bioclastique (F3), Puits F, 21,2m bTMU. Phi : ?; k : ?
- (F) Stylolite ouvert recoupant les phases de cimentation C1 et C2a. De la dissolution tardive (décrite dans les paragraphes suivants) diffuse le long du stylolite.
Wackestone riche en bivalves (F9), Puits F, 111,8m bTMU. Phi : 14,6%; k : 2,86mD.

NB : Tous ces stylolites sont parallèles à la stratification, leur orientation sur les clichés est liée à l'orientation des lames minces.



La stylolitisation est plus abondante dans l'intervalle aquifère que dans la zone à huile. Les stylolites étant essentiellement développées dans les niveaux micritiques, l'observation des recoupements avec les différentes phases de ciments sont rares et malaisés. Malgré tout, quelques observations montrent que C1 et C2a sont recoupées par les stylolites (Fig. 5.29). Des recoupements entre les stylolites et la sous-zone C2b n'ont jamais été observés.

● Interprétations

Les stylolites plats semblent associés aux premiers stades de la compaction, en particulier dans des sédiments immatures où les carbonates métastables n'ont pas encore été totalement stabilisés (Koepnick, 1984; Benedicto & Schultz, 2010). Il est alors envisageable que les premiers phénomènes de compaction aient eu lieu précocement dans les sédiments micritiques minéralogiquement immatures, formant des *wispy seams* dans les niveaux les plus riches en argiles (dans le puits C par exemple).

Dans la littérature, la forme et l'amplitude des stylolites parallèles à la stratification sont souvent interprétées en fonction de la texture : les stylolites plats sont associés à des textures riches en matrices micritiques plus ou moins argileuses, tandis que les stylolites de forte amplitude, avec des crêtes bien différenciées sont plutôt observées dans les faciès granulaires (Buxton & Sibley, 1981). Dans le cas du réservoir Guiriel, des stylolites de grande amplitude ont été observés dans des niveaux très boueux. En particulier dans des niveaux riches en insolubles et en argiles (tels que décrit dans le puits C ou dans le puits G – Chapitre 2).

Il semble donc que la richesse en insolubles (et donc en argiles) soit un facteur clé dans la formation des stylolites. La stylolitisation est aussi plus intense dans la zone aquifère du réservoir Guiriel. Selon Koepnick (1984), la présence d'huile dans le réseau poreux est un inhibiteur de la formation des stylolites dans les carbonates. La formation des stylolites a donc pu être arrêtée (ou freinée) dans la zone à huile lors de la mise en place des hydrocarbures, tandis que la partie inférieure du réservoir continuait à être compactée et stylolitisée.

La profondeur minimale nécessaire à la formation des stylolites est très débattue, certains auteurs indiquant d'une profondeur d'environ 90 mètres est suffisante, en particulier dans le cas de carbonates non stabilisés ou en lien avec des fluides météoriques pauvres en magnésium (Koepnick, 1984; Tada & Siever, 1989). Dans la plupart des cas, les auteurs estiment qu'une profondeur minimale comprise entre 800 et 1000 mètres est nécessaire (Railsback, 1993; Ebner *et al.*, 2009).

Les relations chronologiques entre les stylolites et les ciments de blocage C2 montrent que C2a est antérieure à syn-stylolites. En revanche, les relations entre C2b et les stylolites ne sont jamais observées. C2b n'étant *a priori* pas recoupée par les stylolites elle pourrait avoir précipitée durant ou après la stylolitisation. Dans un système clos, il est admis que la compaction des carbonates enfouis va alimenter la croissance des ciments sparitiques environnants (*e.g.* Heydari & Moore, 1993). Il a été envisagé dans les paragraphes précédents que les calcites C2 pouvaient être liées à des précipitations sous un enfouissement supérieur à 1000m, enfouissement suffisant pour former les stylolites observés.

2.1.12. Dissolution tardive de la calcite

● Description et localisation

Des dissolutions tardives, post-stylolites, sont parfois observées, en particulier dans les grainstones du puits H et dans les niveaux de floatstones à rudistes du puits G formant souvent une porosité secondaire *vuggy* ou moldique, avec des pores pouvant être de très grande taille (jusqu'à plusieurs millimètres ou centimètres) et jamais cimentés (Fig. 5.30). Il est important de noter que ces vides ne sont jamais écrasés. Ces dissolutions affectent préférentiellement certains bioclastes calcitiques (en particulier des débris de lamellibranches), les péloïdes et les foraminifères à test porcelané ou agglutiné (Fig. 5.30). Les grains micritiques tels que les péloïdes ayant subis cette dissolution tardive présentent une texture "spongieuse" telle que décrite par Lambert (2004). Ces dissolutions peuvent aussi affecter la matrice micritique (*e.g.* Fig. 5.30).

Le caractère tardif de ces dissolutions est attesté par plusieurs observations :

- Les vides laissés par cette phase de dissolution ne sont jamais cimentés (pas de C1, C2, de dolomite, de sédiments internes micritiques...). Parfois des résidus insolubles sont visibles en bordure des parois. Il peut s'agir soit d'argiles, soit d'oxydes, ou encore de résidus d'huile. Ces résidus (en particulier la présence d'huile dans l'espace poral) est souvent difficile à mettre en évidence puisque les échantillons ont tous été lavés au chloroforme avant de confectionner les lames minces. Ce type de dissolution tardive est connu pour mimer la dissolution précoce en domaine météorique (Mazullo & Harris, 1992), l'absence de ciments dans les vides permet alors de différencier les dissolutions tardives des dissolutions très précoces (partiellement ou totalement cimentées).
- La dissolution est postérieure aux fractures des deux premières générations. Elle affecte des bioclastes fracturés précocement qui ne sont pas recristallisés par la suite (Fig. 5.25A-B).

Figure 5.30**Chronologie et pétrographie de la dissolution mésogénétique**

A – G : Lumière naturelle et coloration

(A-D) Intense dissolution secondaire au sein de grainstones riches en échinodermes, en fragments de bivalves et en gros péloïdes. Une partie des grains micritiques ou des lamellibranches est totalement dissoute. La majorité des bioclastes (hors échinodermes) montre un aspect "spongieux" mis en évidence par l'imprégnation de la lame mince à la résine bleue. Ces dissolutions sont clairement tardives car elles ne sont jamais cimentées par C1/C2 ou colmatées par des sédiments internes. Seuls quelques rares cristaux de calcite corrodés ont subsistés dans certains grains dissous. Les échinodermes ne sont que rarement atteints par cette phase de dissolution. Hormis les ciments syntaxiaux développés autour d'échinodermes, la majorité des ciments observés sont non ferreux et correspondent à la sous-zone C2a.

(A, D) Grainstone riche en bivalves (F9), Puits H, 12m bTMU. Phi : 21,6%; k : 20,5mD.

(B-C) Grainstone riche en échinodermes et bivalves (F10), Puits H, 36,3m bTMU.

Phi : 27,9%; k : 38,1mD.

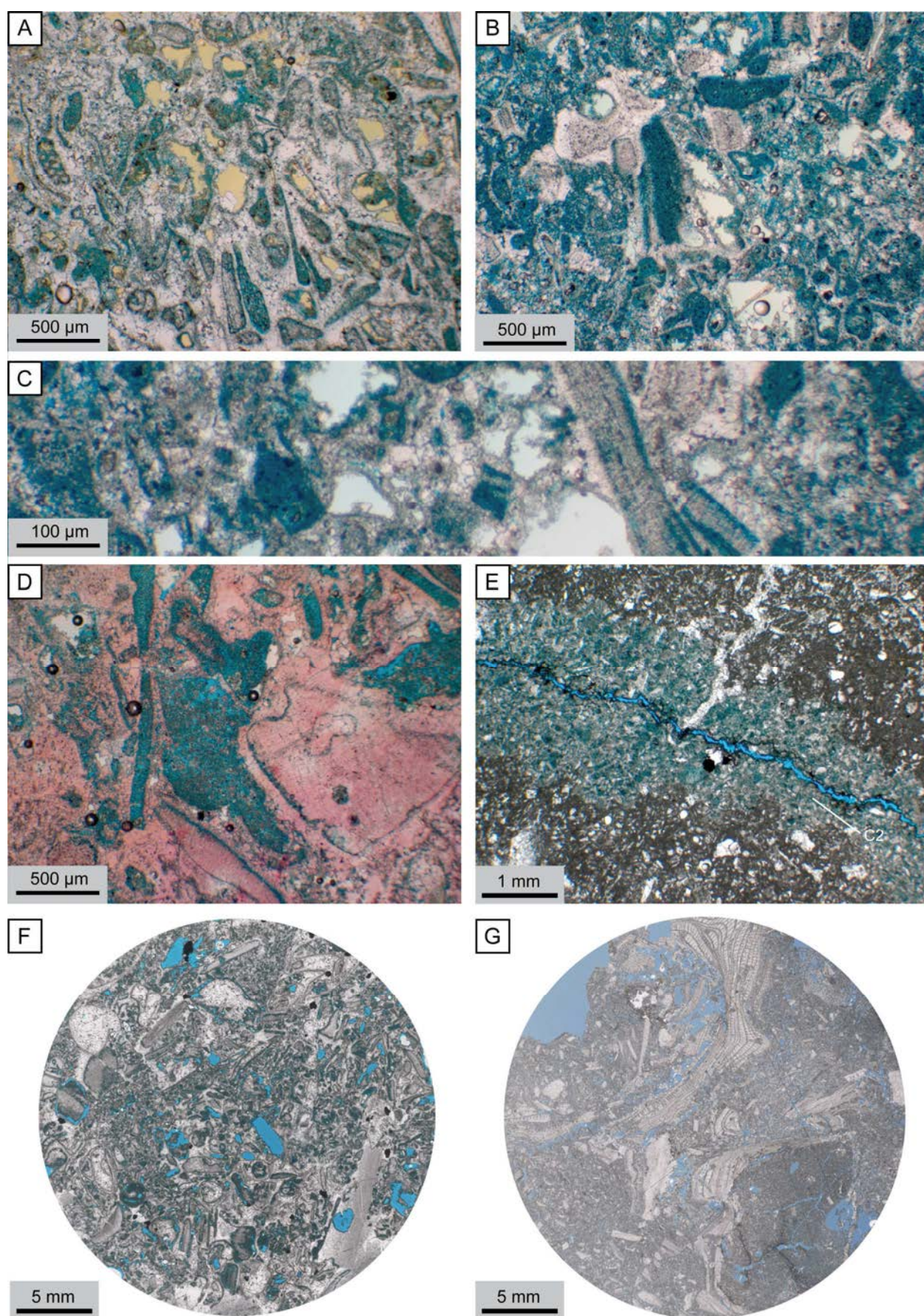
(E) Auréole de dissolution le long d'un stylolite ouvert.

Wackestone riche en bivalves (F9), Puits F, 111,8m bTMU. Phi : 14,6%; k : 2,86mD.

(F-G) Intense dissolution de grains et bioclastes calcitiques, induisant une importante macroporosité moldique (F) et vuggy (G). Cette porosité secondaire n'est jamais cimentée.

(F) Grainstone riche en échinodermes (F10), Puits F, 121,4m bTMU. Phi : 20,6%; k : 8,99mD

(G) Floatstone riche en rudistes (F8), Puits G, 113,5m bTMU. Phi : 22,2%; k : 47,5mD.



- La dissolution diffuse le long des stylolites, formant une auréole de dissolution pouvant atteindre plusieurs millimètres (Fig. 5.30). Les stylolites affectés par cette dissolution tardive sont d'ailleurs souvent ouverts, et peuvent (rarement) contenir des résidus d'hydrocarbures, indiquant qu'ils ont servi de voie de migration pour les fluides au sein du réservoir. Une telle dissolution tardive le long des stylolites est souvent décrite dans les réservoirs carbonatés (*e.g.* Al-Aasm & Azmy, 1996; Lambert *et al.*, 2006).

● Interprétations

Cette dissolution tardive est clairement postérieure à toutes les autres phases diagenétiques, hors peut-être la mise en place du pétrole. Elle n'affecte que certaines matrices, grains micritiques ou fragments de rudistes, en particulier dans les zones où des fluides agressifs ont pu aisément circuler, par exemple le long de stylolites, de terriers, de fractures ou dans les facies granulaires. Elle paraît peu développée dans les facies micritiques homogènes dépourvus de drains. Cette phase de dissolution mésogénétique évoque la dernière phase observée par Lambert *et al.* (2006) dans le Mishrif irakien.

Dans les réservoirs carbonatés, des dissolutions tardives de LMC sont communément décrites (*e.g.* Arh, 1989; Dravis, 1989; Moshier, 1989b; Mazullo & Harris, 1992; Al-Aasm & Azmi, 1996; Alsharhan *et al.*, 2000; Heasley *et al.*, 2000; Esteban & Taberner, 2003; Sattler *et al.*, 2004; Lambert *et al.*, 2006; Beavington-Penney *et al.*, 2008; Jin *et al.*, 2009; Volery *et al.*, 2010b). Plusieurs hypothèses sont proposées dans la littérature pour expliquer l'origine des fluides agressifs potentiellement responsables des dissolutions mésogénétiques :

Des circulations profondes de fluides météoriques ont été mises en évidence dans les bassins basculés ou faillés (Mazullo & Harris, 1992). Cependant, sans apport d'acides organiques ou de CO₂ profond, les fluides météoriques vont être rapidement tamponnés et ne pourront donc pas induire de dissolution. Une dissolution tardive par des fluides météoriques est donc difficilement envisageable dans le réservoir Guiriel enfoui sous les argiles du Laffan.

La compaction et la transformation des argiles (en particulier la transformation illite-smectite) au cours de l'enfouissement peut produire des fluides sous saturés vis-à-vis de la calcite (Mazullo & Harris, 1992, et références associées). Dans le cas du réservoir Guiriel, l'illite est présente dans les cortèges argileux (Chapitre 2), à la différence de la Smectite. Les processus de compaction qui affectent la Formation Laffan n'étant pas connus, il est ici impossible de déterminer leur impact sur les problèmes de dissolution tardive.

Les processus diagenétiques liés à la Thermo-Réduction des Sulfates (TSR) sont connus pour former des fluides localement agressifs vis-à-vis de la LMC (*e.g.* Goldstein & Aizenshtat, 1994; Cross *et*

al., 2004). Cependant, cette TSR n'a lieu qu'à des températures supérieures 100°C, voire 130°C (Heydari, 1997; Nöth, 1997; Machel, 2001, Buschekuehle & Machel, 2002; Machel & Buschekuehle, 2008). De telles températures ne sont *a priori* jamais atteintes dans le réservoir Guiriel, compte tenu de son faible enfouissement et de l'absence de minéralisations indicatrices de circulations hydrothermales. La TSR n'est donc pas envisageable pour expliquer la dissolution tardive.

Les fluides agressifs, chargés en acides organiques et en CO₂ dissouts sont le plus souvent décrits associés à la maturation (ou à la destruction) de la matière organique et des hydrocarbures (*e.g.* Mazullo & Harris, 1992; Moore, 2001; Beavington-Penney *et al.*, 2008). Ces acides vont modifier la chimie des fluides connés. Il a aussi été suggéré que la dissolution tardive des carbonates était toujours antérieure ou synchrone de la mise en place des hydrocarbures, la dissolution se faisant généralement au front de la mise en charge, sous l'action de fluides chaud et agressifs (Moore, 2001, Jin *et al.*, 2009). Esteban & Taberner (2003) ont mis en évidence que la dissolution tardive des carbonates avait généralement lieu après les processus de pression-dissolution. Le fait que les vides laissés par la dissolution tardive ne soient jamais écrasés semble confirmer cette hypothèse et plaide pour une mise en charge très rapide du réservoir après cette dissolution, inhibant les processus de compaction mécanique.

Il est généralement considéré que la roche mère Khatiyah ou Shilaif *sensu-largo* est la source la plus probable des huiles présentes dans les réservoirs Mishrif ou équivalents Sarvak, voir Natih (Videtich *et al.*, 1988; Farzadi, 2006; Al-Zaabi *et al.*, 2010; Taher *et al.*, 2010). Les réservoirs situés à l'aplomb de la roche mère (par exemple le champ Fateh au large de Dubaï) sont mis en charge au cours du Miocène, voir à l'Oligocène inférieur pour les réservoirs localisés au sud des Emirats Arabes Unis (Videtich *et al.*, 1988; Al-Zaabi *et al.*, 2010; Taher *et al.*, 2010). Il est donc probable que les réservoirs localisés plus à l'ouest du bassin intra-plate-forme soient mis en charge plus tardivement, la migration de l'huile commençant alors *a priori* vers le Miocène terminal. La dissolution tardive mise en évidence dans le réservoir pourrait alors être liée à des migrations de fluides chauds et agressifs (chargés en CO₂ et en acides organiques) liés à la migration des hydrocarbures. Dans le cas du champ Guiriel, il a aussi été mis en évidence que des diapirs très proches du réservoir (une dizaine de kilomètres (dont la position et le nom ne peuvent être donnés dans ce travail pour causes de confidentialité) étaient actifs du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur, puis au Miocène supérieur. Les fractures, les failles et l'augmentation du flux de chaleur associées à ce diapirisme peuvent avoir généré ou facilité l'ouverture du système et la migration des fluides agressifs (Beavington-Penney *et al.*, 2008).

L'ensemble des phases diagenétiques ayant été décrites, il est possible, en lien avec la chronologie de mise en charge du champ, de proposer un modèle remplaçant l'ensemble des phases de cimentation et de dissolution sur une courbe d'enfouissement (Fig. 5.31). En l'absence de meilleures données sur les chronologies (en particulier la précipitation des ciments C2), ce diagramme reste une hypothèse et une base de discussion qui devra être étayée par l'apport de nouvelles données.

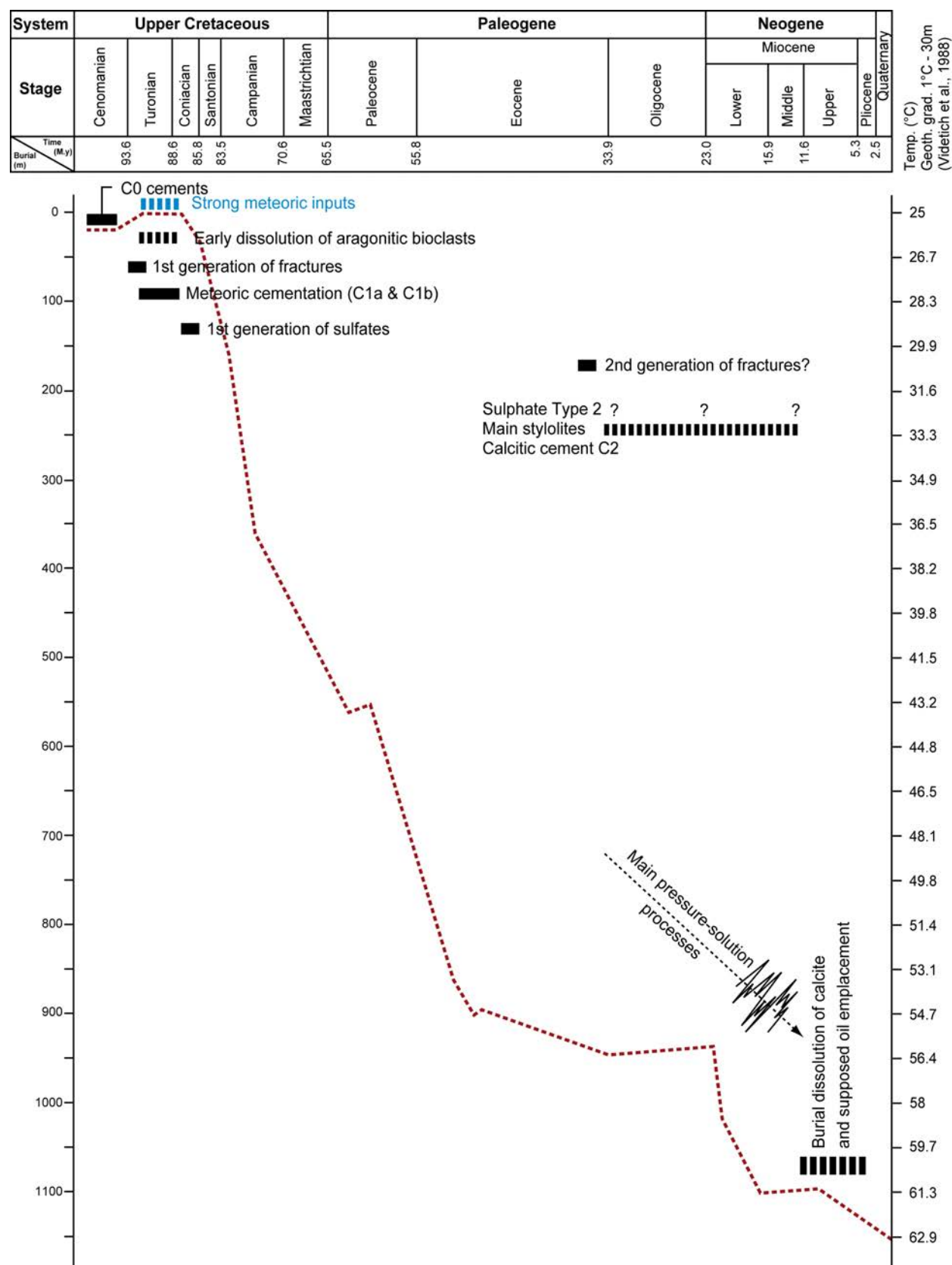


Figure 5.31 : Hypothèse de chronologie des principales phases diagenétiques reportées sur une courbe d'enfouissement du champ Guiriel (modifiée d'après Rahmani *et al.*, 2010).

2.4. Géochimie des matrices micritiques

2.4.1. Chimie élémentaire

Les analyses chimiques effectuées par EDS sur la matrice micritique d'un échantillon du puits C (n=10) montrent que le fer et le manganèse sont toujours sous les seuils de détection (0,1% atomique) et que le rapport atomique Mg/Ca est légèrement plus important que dans les phases de ciments calcitiques (compris entre 0,011 et 0,014).

2.4.2. Isotopes stables de l'Oxygène et du Carbone

Données

Oxygène : Les échantillons de faciès micritiques (n=140) ont des valeurs de ^{18}O toujours négatives (Fig.5.32) et comprises entre -6,3‰ et -2,8‰ V-PDB et environ 75% des échantillons ont une valeur inférieure à -4,6‰. Ces mesures du ^{18}O sont pour la plupart inférieures à celles mesurées sur l'ensemble des ciments calcitiques (comprises entre -4,9‰ et -3,9‰ V-PDB). Pour chaque puits étudié séparément, l'évolution verticale des données de ^{18}O ne montre pas de variations significatives. Cependant, les puits situés les plus au nord du réservoir (puits C et H) ont des valeurs moyennes plus élevées (environ -4,5‰ à -3‰), que les puits localisés plus au sud qui ont des valeurs moyennes plus faibles, inférieures à -5‰.

Carbone : Contrairement aux isotopes de l'oxygène, les mesures du ^{13}C effectuées sur les mêmes échantillons montrent une variabilité très importante, avec des valeurs oscillantes entre -5,6‰ et +3,5‰ PDB (Fig.5.32). L'évolution verticale du ^{13}C est beaucoup plus complexe que celle de l'oxygène, et montre une variation rapide (pouvant atteindre 5 à 7,5‰) sur certains puits. Ces variations du ^{13}C sont associées à des différences de phases diagenétiques et de pétrographie des matrices micritiques.

- Directement sous la discontinuité sommitale, le ^{13}C des faciès micritiques est toujours négatif. Cet intervalle négatif peut être très épais (jusqu'à 45 mètres dans le puits F) et correspond en général à la majorité de la zone imprégnée en huile. Ces ^{13}C sont stratigraphiquement associés au développement des cavités de dissolution (*solution pipes*), à un important développement des calcites météoriques phréatiques C1 présentant un ^{13}C négatif et au développement des C1a anhydrides.

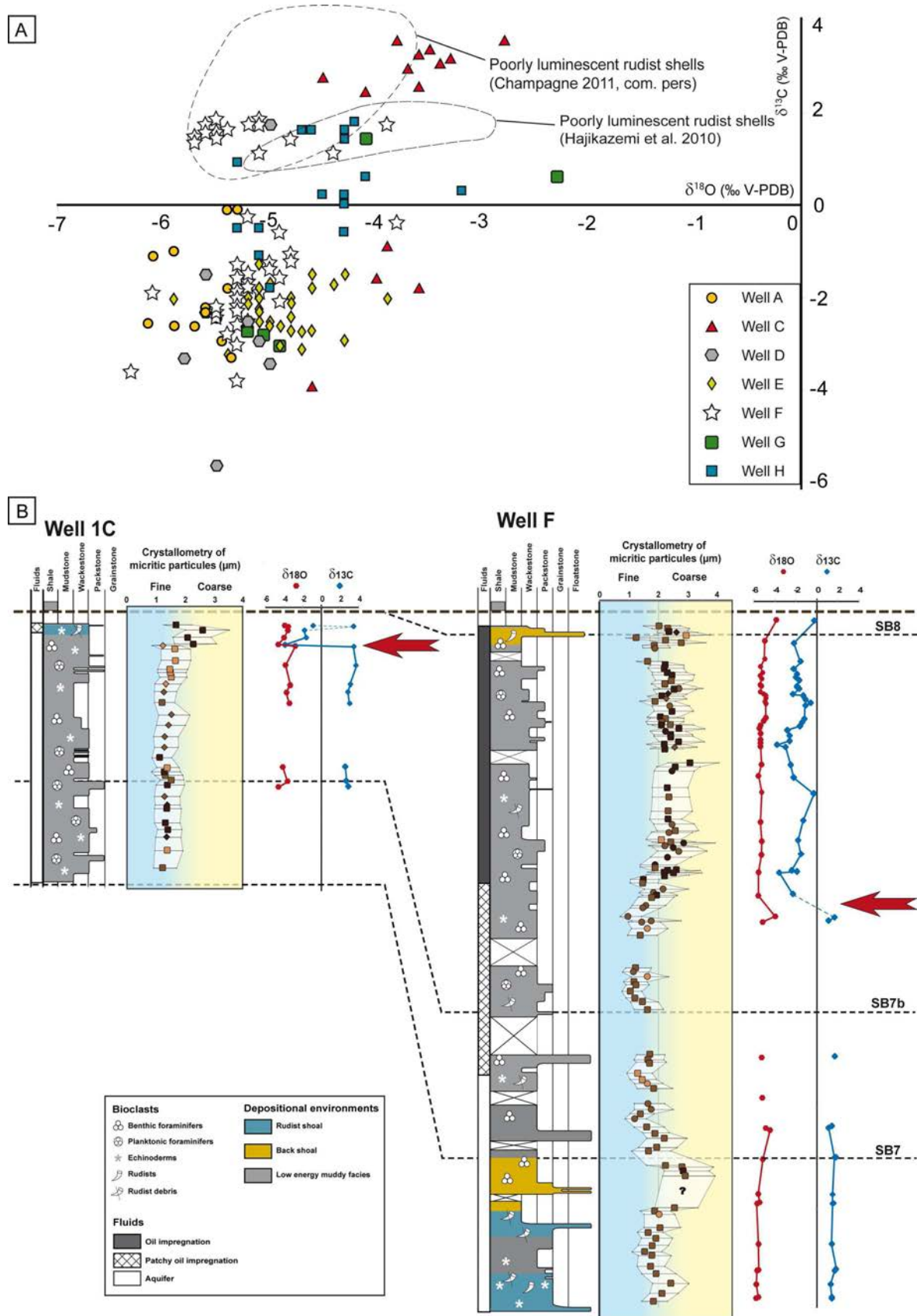


Figure 5.32 : (A) Diagramme $\delta^{18}O$ - $\delta^{13}C$ des matrices micritiques de chaque puits. (B) Evolution verticale des isotopes $\delta^{18}O$ - $\delta^{13}C$ des deux puits de référence en lien avec la cristallométrie et la luminescence des matrices micritiques. La flèche rouge indique la position de la transition entre les valeurs négatives et positives du $\delta^{13}C$.

Les matrices micritiques ayant des ^{13}C négatifs correspondent essentiellement à des micrites grossières et peu luminescentes (c'est le cas des puits A, C, F et E).

- La transition entre les valeurs négatives et positives s'opère sur quelques décimètres à quelques mètres, mais l'amplitude de cette transition peut être assez ténue. La transition la plus spectaculaire est observée dans le puits C, le ^{13}C passant de -3.9‰ à +3.5‰ en moins de 1 mètre. Cette transition est souvent associée à une diminution de la cristallométrie des particules micritiques, et à une augmentation de la luminescence de la matrice. Dans le puits F, la transition observée pour le ^{13}C est très légèrement décalée par rapport à la transition entre les micrites grossières de la zone à huile et les micrites fines de la zone "patchy".

- Sous la zone de transition, le ^{13}C demeure positif. Cet intervalle est souvent stratigraphiquement lié à l'aquifère actuel, à un développement moindre des sparites météoriques C1, à l'absence de cavités de dissolution karstique, à l'absence de C1a anhédral dans les calcites météoriques précoces, et surtout à la présence des ciments C2 ternes et obturant totalement la macroporosité. Les matrices micritiques ayant des isotopes du carbone positifs ont généralement une cristallométrie fine (sauf dans certains cas de développement des *shoals* bioclastiques riches en rudistes comme observés à la base du puits H) présentant une luminescence importante à modérée. Ces matrices micritiques ont des valeurs de ^{13}C extrêmement proches de celles obtenues sur les coquilles de lamellibranches *a priori* bien préservées (Hajikazemi *et al.*, 2010; Champagne, *comm. pers.*).

Variabilité du ^{13}C : cas publiés et hypothèses de stabilisation des matrices micritiques

Des variations du ^{13}C telles qu'observées dans le champ Guiriel sont classiquement mises en évidence sous des surfaces d'émersion de forte amplitude. Plusieurs hypothèses et scénarii de stabilisation ont été proposés pour expliquer ces variations importantes (Fig. 5.33). Ces hypothèses seront décrites succinctement ici mais seront discutées plus en détail dans le chapitre suivant.

Hypothèse 1

Les variations du ^{13}C observées sous les surfaces d'émersion sont liées à une diminution de l'incorporation de ^{12}C dans les carbonates précipités en domaine météorique (Theiling *et al.*, 2007 – Fig. 5.33A). Ce ^{12}C est issu de la respiration et de la décomposition des végétaux présents dans les sols sous la surface d'émersion.

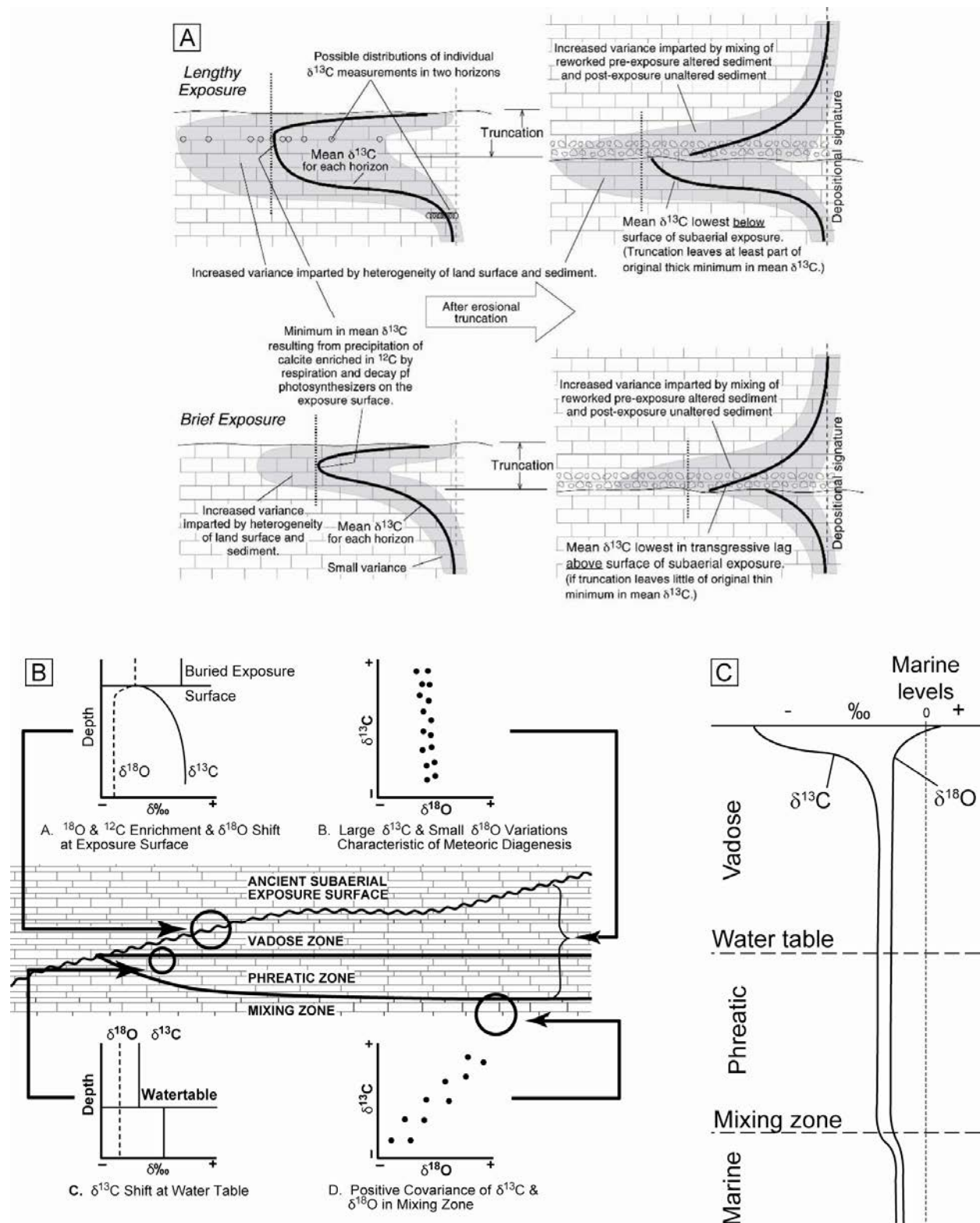


Fig. 5.33 : (A) Modèle proposé par Theiling *et al.* (2007) expliquant la distribution des valeurs du ^{13}C sous les surfaces d'émersions. (B) Distribution et évolution théorique des données de ^{18}O et ^{13}C dans les différents domaines météoriques (vadose, phréatique...) proposées par Allan & Matthews (1982). (C) Modèle d'évolution du ^{18}O et ^{13}C sous une émigration proposé par James & Choquette (1984).

Hypothèse 2

La variation importante du ^{13}C accompagnée d'un ^{18}O stable peut aussi être le reflet de la transition entre la zone météorique vadose (valeurs de ^{13}C négatives) et phréatique (valeurs de ^{13}C positives). Dans cette hypothèse proposée par Allan & Matthews (1982) la variation brutale du ^{13}C vers des valeurs positives correspond à la position de l'ancienne surface piézométrique (Fig. 5.33B).

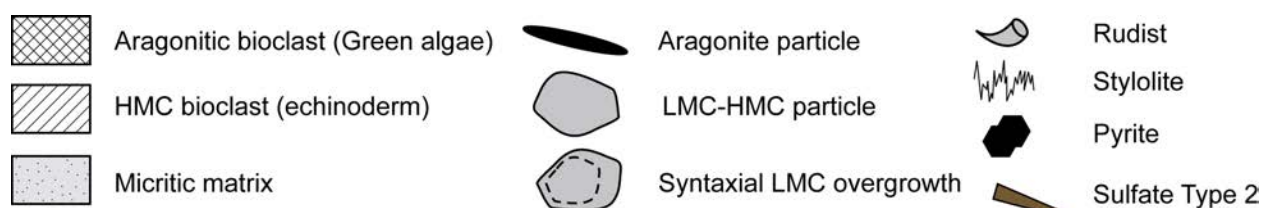
Hypothèse 3

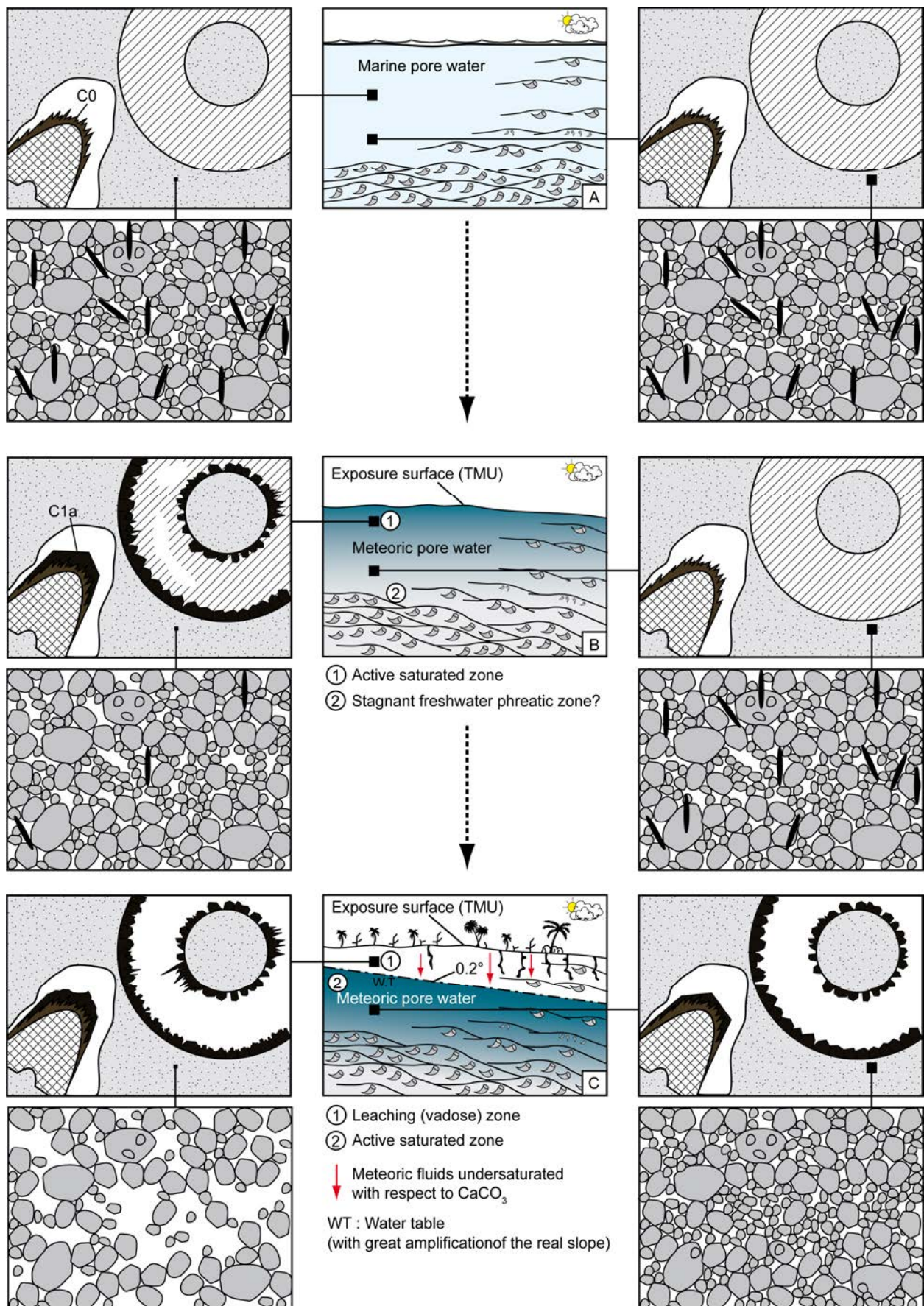
Dans leur synthèse de référence sur la diagenèse météorique, James & Choquette (1984) suggèrent que la transition du ^{13}C vers des valeurs plus légères associée à un ^{18}O constant peut indiquer le passage de la zone météorique phréatique vers des fluides marins localisés sous l'aquifère météorique (Fig. 5.33C). Dans ce cas l'épaisseur de la zone de transition observée sur les courbes de ^{13}C symboliserait l'épaisseur de la zone de mélange entre les deux masses d'eau.

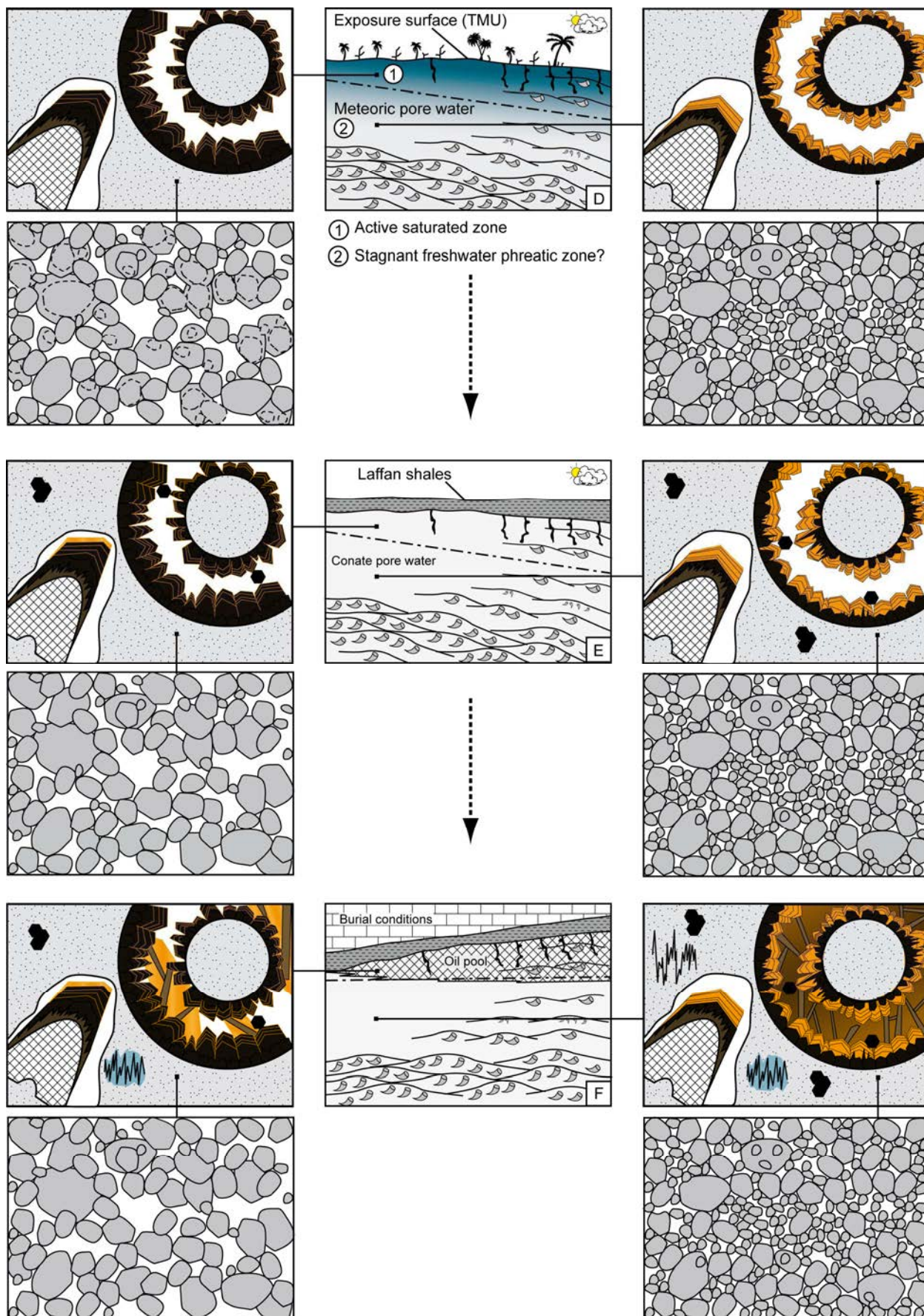
3. Bilan de l'enregistrement diagénétique et conséquences pour la stabilisation des micrites du champ Guiriel

Il est possible de diviser l'évolution diagénétique du champ en trois grandes périodes : (1) la diagenèse synsédimentaire (anté TMU), (2) la diagenèse contemporaine du hiatus sédimentaire de la TMU, et (3) la diagenèse d'enfouissement (syn à post dépôt des argiles du Laffan). Chacune de ces périodes a vraisemblablement eu un impact sur la stabilisation des micrites et sur l'acquisition des propriétés pétrophysiques du réservoir. Cette chronologie et les hypothèses de stabilisation des matrices micritiques vont être présentées dans un modèle (Fig. 5.34). Comme tout modèle il est perfectible et peu être remis en cause. Cependant, il s'agit là du scénario paraissant le plus cohérent avec l'ensemble des données diagénétiques et isotopiques disponible pour ce réservoir.

Figure 5.34 (au verso) : Evolution diagénétique du champ Guiriel et impact sur la macroporosité et la matrice micritique.







3.1. Diagenèse synsédimentaire (Cénomaniens moyen – Cénomaniens supérieur)

Le Cénomaniens est connu comme étant une période de mer calcitique associée à des climats chauds (période *Greenhouse* – Hardie, 1996; Sandberg, 1983; Price, 1999; Stanley *et al.*, 2002 – voir Chapitre 1). Durant ces périodes, la calcite faiblement magnésienne (LMC) semble être le polymorphe du CaCO_3 qui précipite chimiquement dans des eaux marines normales, formant une partie des particules micritiques de la boue. La précipitation de HMC non biogène est limitée à la périphérie de certains péloïdes ou bioclastes (Fig. 5.34A). Quand ils sont bien développés, ces ciments HMC C0 permettent de rigidifier le sédiment, notamment dans les niveaux de grainstones bioclastiques. En lien avec des niveaux localement réducteurs (zones confinées, riches en argiles, peu perméables...) des framboïdes de pyrites (P1) peuvent précipiter précocement et sous un très faible enfouissement dans la matrice micritique. Les premières fractures se développent, liées à la compaction mécanique du sédiment. En période de mer calcitique, il est aussi montré que l'aragonite biogène est un polymorphe métastable pouvant être dissout par les fluides marins sans intervention de fluides météoriques. Il est donc envisageable qu'une partie de la dissolution moldique observée dans le réservoir trouve son origine dans des dissolutions très précoces de bioclastes aragonitiques à l'interface eau-sédiment, ou dans les premiers mètres de l'enfouissement. Des acides organiques issus de la dégradation bactérienne précoce de la matière organique peuvent avoir accéléré ou amplifié cette dissolution sélective (*e.g.* Sanders, 2003). Toutefois, l'absence d'écrasement des vides moldiques semble indiquer une rigidification partielle du sédiment et paraît donc s'opposer à une telle dissolution très précoce.

Dans les études sédimentologiques précédentes sur le réservoir Guiriel (Botton-Dumay *et al.*, 2002; Massonat & Pernarcic, 2002; Boichard *et al.*, 2005), les trois limites de paraséquences (SB7, SB7bis et SB8) étaient considérées comme des surfaces d'émersion intra-formationnelles. Cependant, aucun argument sédimentologique, diagenétique ou géochimique en faveur de telles émergences n'a pu être mis en évidence (pas de variations isotopiques notables au niveau des limites de séquences, pas de dépôts inter à supratidaux, pas de dissolutions karstiques, pas de sols, pas de minéraux évaporitiques, pas de ciments météoriques ou vadoses associés à ces surfaces...). Il doit toutefois être noté que ces indices peuvent être absents dans le cas d'émergences de courte durée en climat semi aride (*e.g.* Saller *et al.*, 1994), ou avoir été érodés lors des ravinements qui ont précédé la remise en eaux des plates-formes.

L'étude séquentielle menée dans le Chapitre 2 de ce travail a mis en évidence que les sédiments étudiés dans le réservoir Guiriel appartenaient à la Séquence III définie sur les plates-formes cénomaniennes du Moyen-Orient (van Buchem *et al.*, 2002; Grelaud *et al.*, 2010; Razin *et al.*, 2010). Cependant, selon les corrélations proposées, il manque au champ Guiriel le sommet de la Séquence III et l'ensemble de la Séquence IV (datée du Turonien, correspondant au sommet du Natih A). De même, au large des Emirats

Arabes Unis, la Formation cénomano-turonienne Ruwaydha a été mise en évidence entre le Mishrif et les argiles du Laffan (Sharland *et al.*, 2004; Al-Zaabi *et al.*, 2010), mais n'a jamais été observée dans les forages du réservoir Guiriel, où la Formation Laffan recouvre directement les carbonates du Mishrif. La question est alors de savoir si, dans le secteur d'étude, les sédiments du Cénomanién supérieur et de la base Turonien ne se sont pas déposés ou s'ils ont été érodés au cours de l'émersion Turonienne (TMU). Dans l'état actuel des données, il semble impossible de répondre à cette question et de contraindre un éventuel impact diagenétique sur les niveaux étudiés. Les réponses seraient certainement à aller chercher latéralement dans des réservoirs de même âge.

3.2. Période d'émersion (Turonien inférieur – Turonien supérieur)

Le début de l'obduction sur la marge est de la plaque Arabe a probablement joué un rôle important dans l'émersion généralisée de la plateforme carbonatée dès le début du Turonien (Ziegler, 2001; Haq & Al-Qhatani, 2005). Dans la zone étudiée, comme ailleurs dans le Golfe Persique, cette émersion majeure est associée à une très forte baisse du niveau marin et à l'introduction de fluides météoriques induisant une histoire diagenétique complexe (Champagne *et al.*, 2009; Hajikazemi *et al.*, 2010). Dans la région du champ Guiriel, un basculement de la plate-forme est observé, ainsi que des poussées diapiriques (Vieban *et al.*, 2006). En regard de ce contexte géodynamique et eustatique, les phases diagénétiques décrites dans le champ Guiriel permettent de proposer un scénario en trois actes sur l'histoire de la TMU ainsi que de son impact sur la diagenèse des micrites et les qualités réservoir.

3.2.1. Mise en place de l'aquifère météorique

En lien avec le début la chute eustatique du Turonien inférieur, une nappe d'eau météorique se met en place sous la surface d'émersion (Fig. 5.34B), dans des sédiments minéralogiquement immatures (composés d'aragonite, de HMC et de LMC dans des proportions variables). C'est dans cet aquifère que vont précipiter les premiers ciments météoriques C1a. Dans la partie supérieure de l'intervalle étudié (environ 40mètres), pouvant correspondre à la "*active saturated zone*" définie par Longman, (1980), les fluides météoriques étaient plutôt oxydants, permettant la précipitation d'un C1a non ferreux et peu à pas luminescent. La morphologie anhédrale de la sous-zone C1a localisée dans les vides moldiques de cet intervalle est en partie interprétée comme le reflet d'une recristallisation progressive (néomorphisme) de l'aragonite biogène. C1a recristallise aussi une partie des ciments HMC C0. Ces observations indiquent que l'aquifère météorique devait être chimiquement légèrement sous-saturé vis-à-vis de l'aragonite et de la HMC. La précipitation de C1a va permettre le début de la rigidification du sédiment.

Plus en profondeur, les sédiments baignent soit dans une eau météorique (pouvant correspondre à la "stagnant freshwater phreatic zone" décrite par Longman, 1980), soit dans des eaux marines ou mixtes. Dans cette partie basse de l'intervalle étudié, les processus diagenétiques sont relativement limités, et l'aragonite n'est pas dissoute. Le sédiment, même immature, n'est pas encore transformé dans cet intervalle.

Durant cette période, pour les matrices micritiques localisées dans la partie supérieure du réservoir, la dissolution et/ou le néomorphisme des particules aragonitiques en HMC peuvent débuter. Dans la partie inférieure, au contraire, la micrite ne sera pas transformée.

3.2.2. Evolution de l'aquifère météorique

- La poursuite de la chute eustatique au cours du Turonien (Haq & Al-Qahtani, 2005) entraîne la baisse du niveau de base. Il en résulte une chute de la surface piézométrique de la nappe météorique, permettant ainsi la mise en place d'une épaisse zone de lessivage météorique (zone vadose) sous la surface d'émersion (Fig. 5.34C).

En lien avec un climat humide à semi aride (donc contrasté en termes de précipitations – Selwood & Valdes, 2006) régnant au niveau du Golfe Persique, de larges cavités de dissolution (interprétées comme des cavités endokarstiques – Botton-Dumay *et al.*, 2002) se développent depuis la discontinuité sommitale (TMU). Les grandes cavités karstiques seront par la suite remplies par des argiles laminées certainement issues de l'érosion des paléosols développés au toit de la TMU (Hajikazemi *et al.*, 2010). Ces cavités augmentent le drainage des fluides météoriques au travers de la zone vadose (Moore, 2001; Whitaker *et al.*, 2006). Les fluides météoriques percolant à travers le sol et la végétation (même peu développée) vont être sous saturés vis-à-vis du CaCO_3 (Longman, 1980), chargés en acides organiques et en CO_2 . Dans cette zone de lessivage, la pCO_2 est généralement élevée et va amplifier l'acidité du fluide (Whitaker & Smart, 2007). Il en résulte une dissolution intense des bioclastes aragonitiques. L'agressivité des fluides peut aussi dans certains cas corroder la surface des ciments calcitiques C1a, augmentant leur aspect anhédral et formant des golfes de corrosion (Dorobek, 1987; Braithwaite, 1993; Pedone *et al.*, 1994; Chapoulie *et al.*, 2005). A l'échelle de la matrice micritique, les particules en aragonite et calcite magnésienne sont dissoutes, ainsi que les très petites particules en LMC qui sont plus solubles que les particules grossières (Volery *et al.*, 2010a,b). Ces phénomènes de dissolution ont un impact majeur sur la porosité et la perméabilité des sédiments : il y aura d'une part la création d'une importante macroporosité secondaire (nouveaux vides moldiques, création de *vugs*...), et d'autre part la microporosité va être améliorée en lien avec la dissolution de certaines particules micritiques. La dissolution dans cette zone vadose va donc (1) libérer du Ca^{2+} et du CO_3^{2-} dans l'aquifère, et (2) augmenter la connectivité du réseau poreux et ainsi faciliter la percolation des eaux météoriques en direction de l'aquifère.

L'extension verticale des cavités de dissolution et des surfaces anhédras de C1a permet d'évaluer la profondeur maximale de la chute de la surface piézométrique et donc l'épaisseur de la zone vadose. Dans le réservoir Guiriel, elle a une épaisseur maximum d'environ 45mètres. Les corrélations effectuées dans le réservoir (Fig. 5.35) suggèrent que la surface piézométrique n'était pas parfaitement horizontale mais légèrement inclinée ($0,2^\circ$) en direction du Sud-Est. La géométrie de la zone vadose pourrait être liée à l'hétérogénéité sédimentaire initiale du sédiment ainsi qu'aux différences de porosité et de perméabilité primaires et/ou induites par les processus de dissolution. La présence de ciments en ménisques typiques d'un environnement vadose météorique a été observée dans ce réservoir par Massonnat & Pernarcic (2002), mais de telles cimentations n'ont pas été observées dans la présente étude. Ceci peut être simplement expliqué par le fait que les sédiments dissous dans la zone vadose sont essentiellement des faciès fins, très riches en matrice micritique (très peu de grainstones dans cet intervalle), avec peu de cavités de taille suffisante pour permettre la précipitation de ciments en ménisque ou microstalactitiques.

Sous la surface piézométrique une zone phréatique météorique épaisse et chimiquement active va se former. Dans cet intervalle, la dissolution des bioclastes aragonitiques est intense, permettant la création d'une importante macroporosité moldique secondaire. Toutefois, la présence de sédiments relativement peu perméables (faciès boueux à micrites fines, en particulier dans le puits C) et localement riches en argiles va entraver la circulation des fluides météoriques, et induire un environnement réducteur. L'apport de CaCO_3 (en partie issu des dissolutions en zone vadose et dans la nappe sous saturée) entraîne une saturation progressive des fluides, permettant la précipitation de ciments C1a. Le fait que les ciments C1a, ici parfaitement euhédraux, tapissent les vides moldiques indique que la mise en place de ces ciments a eu lieu après la dissolution des bioclastes aragonitiques. La précipitation de C1a va là encore permettre le début de la rigidification du sédiment. Au niveau de la matrice micritique, l'impact de cette nappe météorique pourrait être assez limité du fait d'une saturation rapide en CaCO_3 des fluides, favorisant les phénomènes de néomorphisme ou ne permettant qu'une dissolution très limitée des particules les plus petites et les plus solubles (généralement en aragonite).

Dans l'intervalle inférieur, des apports de fluides marins sont suspectés après la précipitation des ciments météoriques C1a. Ils peuvent être associés aux variations eustatiques à très courts termes mises en évidence au Moyen-Orient (Haq & Al-Qahtani, 2005). Les eaux marines se diluant dans l'aquifère météorique vont former des fluides mixtes permettant la précipitation de la première phase de dolomitisation D1 (paragraphe 2.1.5).

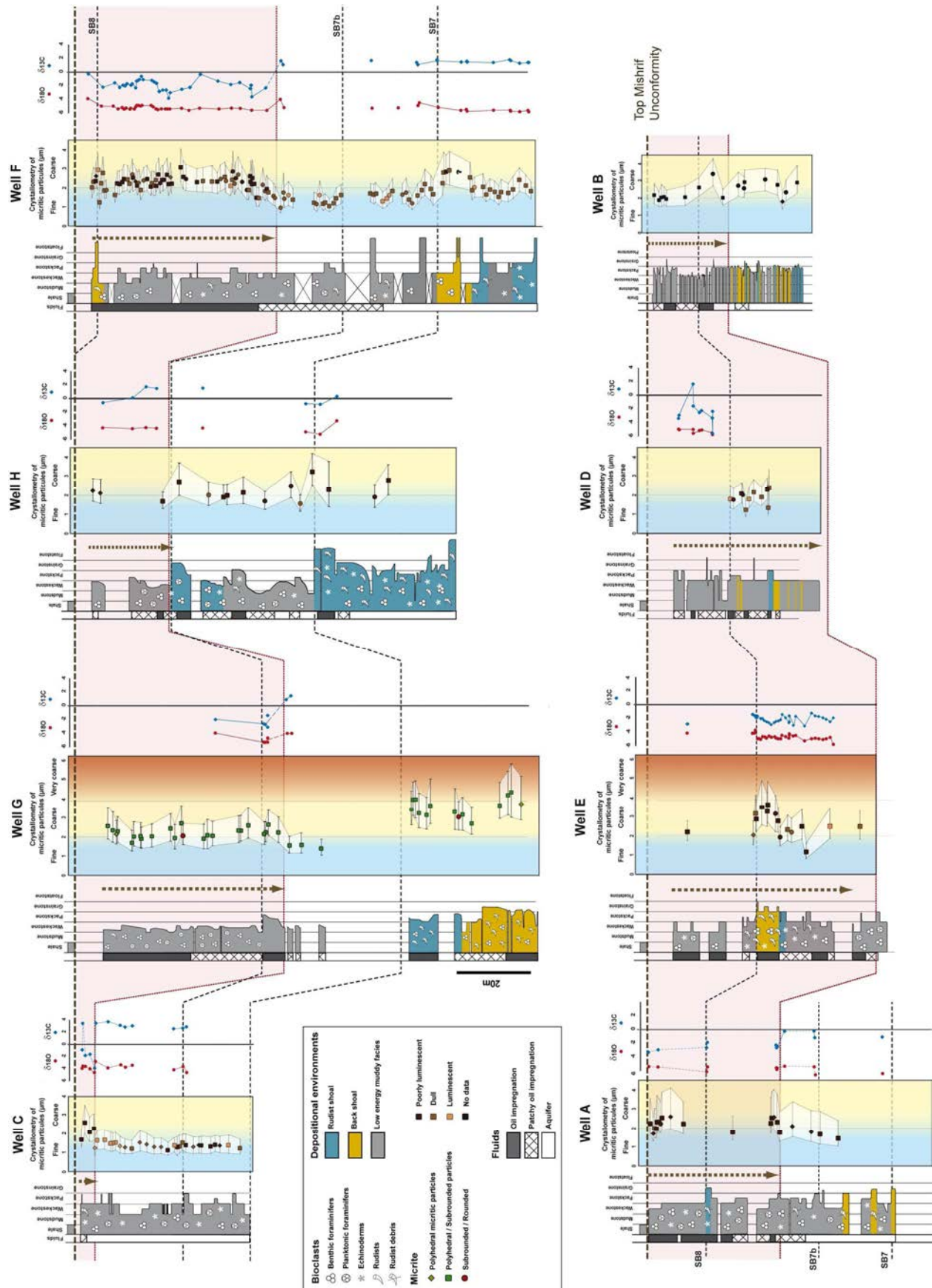


Fig. 5.35 : Corrélation des différents puits indiquant l'extension verticale et latérale de la zone de lessivage (vadose), basée sur la présence des dissolutions, des valeurs négatives des isotopes du carbone et des micrites grossières faiblement luminescentes.

● La remontée du niveau de base et de l'aquifère météorique, peut être en lien avec le début de la transgression du Turonien moyen (Haq & Al-Qahtani, 2005), entraîne la remise en eaux de l'ancienne zone vadose et ainsi le retour à des conditions météoriques phréatiques sur l'ensemble du réservoir (Fig. 5.34D). La précipitation de la seconde sous-zone de calcite météorique C1b a pu se faire dans cet aquifère.

Les fluides saturés en CaCO_3 traversant l'ancienne zone vadose sont oxydants et incorporent beaucoup de ^{12}C issu de la dégradation des sols. Ceci explique la faible luminescence de C1b (pas d'incorporation du fer et du manganèse dans le réseau cristallin) et les valeurs négatives du ^{13}C mesurées sur ces calcites. Les différentes franges luminescentes intercalées dans C1b sont souvent interprétés comme le reflet de variations du potentiel d'oxydoréduction des fluides parents, permettant une incorporation différentielle du Mn^{2+} dans le réseau cristallin de la calcite (Niemann & Read, 1988; de Rafelis *et al.*, 2000; Götze & Richter, 2009). Ces variations du potentiel d'oxydoréduction peuvent être également liées à des changements climatiques à court terme (Machel, 2000), interprétation cohérente avec un régime climatique contrasté tel que celui qui régnait au Moyen-Orient, pouvant induire des battements à court terme de la nappe phréatique.

Dans l'ancienne zone vadose, l'augmentation de l'espace poral (donc de la microporosité) permet le développement de surcroissances calcitiques sur les particules micritiques originellement en LMC (Fig. 5.36) dans des conditions oxydantes, expliquant la taille et la faible luminescence des particules micritiques observées dans l'actuelle zone à huile. Cette stabilisation précoce des matrices micritiques dans un environnement météorique phréatique est souvent suggérée pour les sédiments micritiques microporeux crétacés du Moyen-Orient (Budd, 1989; Volery *et al.*, 2009, 2010a). Les surcroissances étant liées à la précipitation de C1b, il est envisageable que les ciments et les matrices micritiques présentent des valeurs isotopiques proches. Le ^{18}O négatif (proche de -5‰) est classiquement associée à une précipitation à partir de fluides météoriques, de même que les ^{13}C négatifs (Melim *et al.*, 2002). Les valeurs de ^{13}C des matrices micritiques indiquent l'incorporation de carbone "fractionné", phénomène souvent mise en évidence dans les matrices micritiques ou les ciments calcitiques météoriques localisés sous les surfaces d'émersion (Allan & Matthews, 1982; Videtich *et al.*, 1988; Joachimski, 1994; Hajikazemi *et al.*, 2010). Cet intervalle correspondant à l'ancienne zone vadose deviendra l'actuelle zone à huile.

Dans la partie inférieure du réservoir (sous l'ancienne zone vadose), les eaux météoriques sursaturées deviennent plus réductrices en lien avec une faible perméabilité ou un contenu en argile localement plus élevé des sédiments, gênant le renouvellement des eaux dans l'espace poral (c'est le cas de la majorité du puits C). Ce caractère réducteur permet l'incorporation du fer et du manganèse dans le réseau cristallin de

C1b et induit la précipitation d'une C1b lumineuse à peu lumineuse, en fonction de la quantité de fer incorporé.

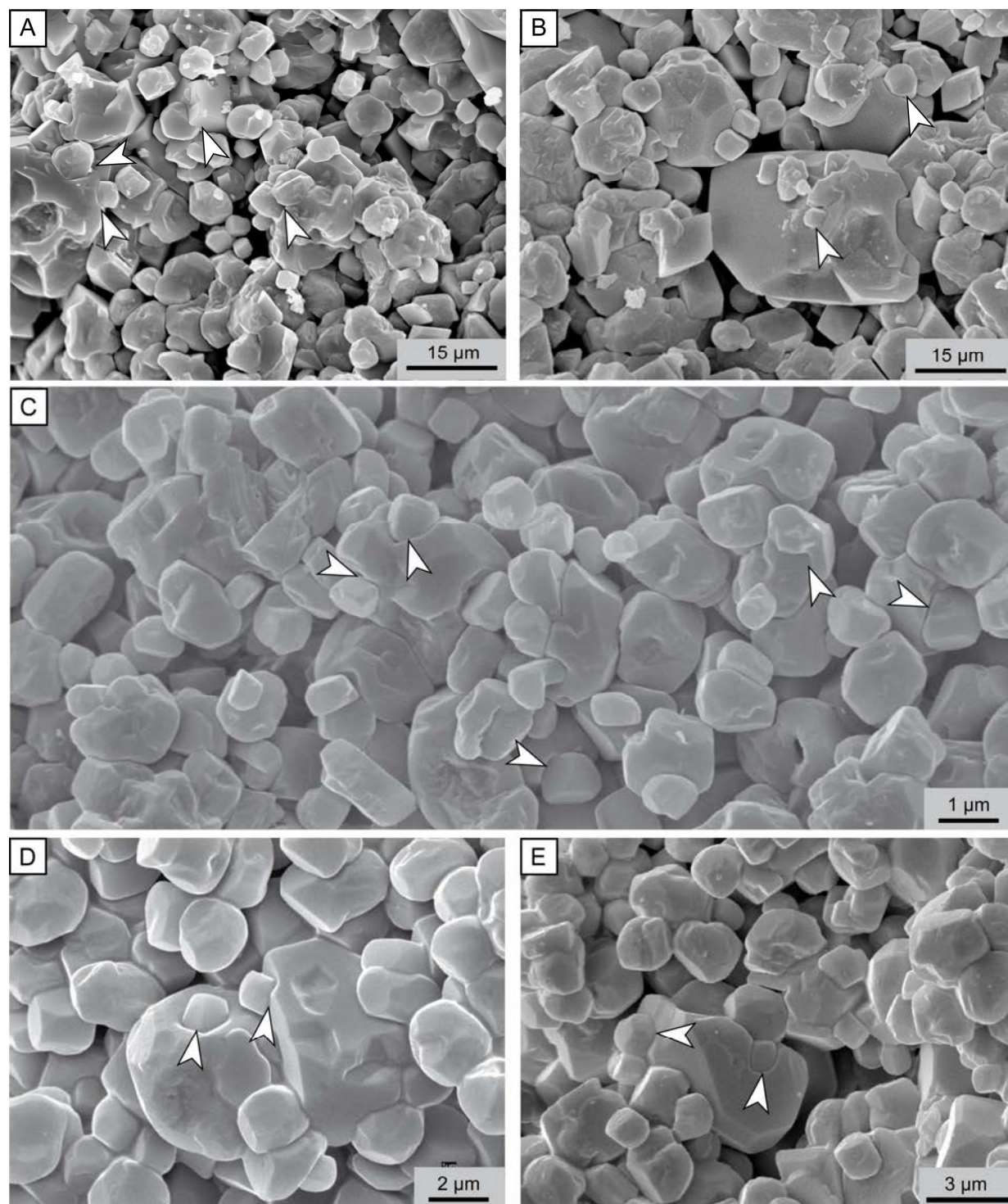


Figure 5.36 : Surcroissances micritiques observées au MEB. (A-B) Puits E, 25,2m bTMU; (C) Puits F, 24,2m bTMU; (D) Puits F, 26,8m bTMU; (E) Puits E, 31,3m bTMU.

La saturation en CaCO_3 importante va permettre la préservation de la majorité des particules micritiques ainsi que leur recristallisation *in-situ* (néomorphisme). L'absence de dissolution antérieure au sein de la matrice micritique inhibe la formation de surcroissance autour des particules micritiques.

Ces matrices micritiques pourraient donc être stabilisées précocement dans des fluides météoriques confinés. Ceci explique la forte luminescence des sédiments peu perméables localisés à l'ouest du réservoir (puits C). Localement, en particulier dans les niveaux initialement les plus perméables (*shoals* bioclastiques...), les fluides doivent mieux circuler et ainsi être plus oxydants, expliquant la faible luminescence des matrices micritiques observées dans ces niveaux.

La signature isotopique en carbone des matrices micritiques stabilisées par néomorphisme va alors être le reflet de la signature initiale du sédiment marin. Ceci explique la parfaite concordance des valeurs mesurées sur les micrites avec celles mesurées sur les coquilles de rudistes *a priori* bien préservées. A l'interface entre l'ancienne zone vadose et l'intervalle inférieur, le ^{12}C issu de la dégradation des sols va être mélangé au carbone "marin" dans les ciments calcitiques et la matrice stabilisée à cet endroit. Il en résultera des valeurs situées entre les deux pôles. Cette distribution des valeurs du ^{13}C coïncident avec les interprétations proposées par Theiling *et al.* (2007). Ces phénomènes de néomorphisme et de recristallisation des matrices permettent ainsi d'expliquer les données de ^{13}C mesurées sur les matrices micritiques du champ Guiriel.

Ce modèle met en exergue une stabilisation précoce des matrices micritiques baignant dans des fluides météoriques oxydants à réducteurs. Une stabilisation rapide dans la zone météorique a été démontré par de nombreux auteurs, en particulier dans les sédiments récents des Bahamas (Halley & Harris, 1979; Budd, 1988; Vacher *et al.*, 1990; Whitaker & Smart, 2007), avec des durées de stabilisation de l'aragonite et de la HMC allant de quelques milliers à quelques dizaines de milliers d'années. Pour l'intervalle localisé sous l'ancienne zone vadose, la stabilisation des matrices par néomorphisme a pu ne pas être terminée à la fin la période émergitive et à pu continuer au cours de l'enfouissement de la série.

3.3. Transgression turonienne et diagenèse d'enfouissement

- A la fin du Turonien et au Coniacien, l'ennoiement de la plateforme va permettre le retour progressif à des conditions marines. Le futur réservoir baigne dans une nappe météorique phréatique qui va progressivement laisser place à des fluides mixtes ou marins. L'arrivée de fluides marins dans le futur réservoir va permettre la précipitation de la seconde phase de dolomite non luminescente (D2) après le dépôt des derniers remplissages internes micritiques. Le retour à des conditions marines permet aussi la précipitation des premiers cristaux de gypse lenticulaire au sein des sédiments internes non lithifiés. La précipitation de D2 et du gypse pourrait avoir eu lieu avant le dépôt des argiles du Laffan.

● Au Turonien terminal, la fin de la transgression à court terme permet la mise en place des argiles du Laffan qui vont sceller la formation Mishrif et permettre le début de la diagenèse d'enfouissement *sensu-stricto* (Fig. 5.34E). Les argiles jouant le rôle de couverture sédimentaire imperméable (aquiclude), l'aquifère va être le siège de conditions réductrices, pouvant entraîner la précipitation des grosses pyrites euhédrales lors de la sulfato-réduction. La présence des argiles au toit du futur réservoir va permettre une évolution en système clos des sédiments carbonatés, *a priori* sans apport de fluides allochtones.

● En lien avec la structuration tectonique de la plaque Arabe, une nouvelle génération de fractures se forme, peut-être à l'Eocène supérieur.

● Au cours d'une période allant de l'Oligocène au Miocène moyen, les phases diagénétiques associées à la diagenèse d'enfouissement se mettent en place. Les sulfates en tablette (anhydrite?) peuvent alors avoir précipités dans la macroporosité non cimentée par les calcites C1, les fractures... Les fluides à l'origine de ces sulfates sont mal contraints (lien avec la structuration des diapirs?). Les conditions réductrices de l'aquifère vont perdurer pendant la précipitation des calcites de blocages C2a et C2b, non ferreuses   ferreuses et luminescentes (Fig. 5.35F). Ces ciments de blocages ont peut-être commencé à précipiter avant le début de la compaction chimique à partir de fluides connés peu agressifs vis-à-vis des sulfates (recristallisation et non dissolution des cristaux). L'intervalle étudié est le siège des processus de pression-dissolution, entrainant une forte stylolitisation. Au cours de la diagenèse d'enfouissement, il est classiquement admis que la pression-dissolution est une source de carbonate de calcium pour la précipitation des calcites tardives (Heydari & Moore, 1993). La dissolution des micrites ayant un ^{13}C positif pourrait donc permettre (du moins en partie) la précipitation des calcites de blocages C2 qui vont obturer la majeure partie de la poros t  résiduelle.

● La structuration tectonique de la zone d'étude va permettre une dernière phase de fracturation et la mise en charge des réservoirs Mishrif probablement à partir de la roche mère Shilaif durant le Miocène moyen-supérieur. Précédant cette migration des hydrocarbures, une intense phase de dissolution mésogénétique a lieu (Fig. 5.35F). Cette dissolution va localement augmenter la macroporos t  (formation de vides moldiques et de *vugs*, en particulier dans les grainstones), rouvrir les stylolites et améliorer la microporos t  (e.g. Heasley *et al.* 2000). L'acquisition finale des qualités réservoir est donc très tardive dans le champ Guiriel. La migration des hydrocarbures dans le réservoir se fait probablement (1) au travers des niveaux macroporeux riches en rudistes, (2) peut-être par les niveaux microporeux stabilisés précocement, et (3) par le réseau de microfissures, à partir desquelles l'huile va pouvoir se diffuser, donnant une imprégnation discontinue. Comme cela a été proposé et démontré par de nombreux auteurs (e.g. Heasley *et al.* 2000; Cox *et al.*, 2010), la mise en place de l'huile dans le réservoir peut jouer le rôle

d'inhibiteur de la cimentation, en bloquant les sites de nucléation des ciments. Cela explique que, dans la zone à huile du réservoir, la diagenèse minérale soit stoppée suite à la mise en charge. Toutefois, ceci n'exclut pas que la cimentation puisse continuer dans l'actuelle zone aquifère. Une partie des ciments C2 colmatant la porosité de l'actuel aquifère pourrait donc être postérieure à la mise en charge.

4. Synthèse

Ce cinquième chapitre avait pour but de caractériser les phénomènes diagenétiques affectant les sédiments Mishrif du champ Guiriel et de contraindre leur impact sur les processus de stabilisation des matrices micritiques. Les points clés de ce chapitre sont synthétisés ici.

- Malgré de petites différences spatiales, la diagenèse du champ Guiriel apparaît comme relativement homogène. Elle peut être résumée en trois étapes successives : (1) une diagenèse marine synsédimentaire très limitée, (2) une diagenèse météorique précoce contemporaine de l'émersion sommitale du Turonien, et (3) une diagenèse d'enfouissement, contemporaine à postérieure au dépôt des argiles du Laffan.
- Le rôle prédominant de la discontinuité sommitale (TMU) est confirmé et précisé. Cette émersion majeure est associée à la mise en place des ciments calcitiques météoriques phréatiques précoces (C1), et de cavités endokarstiques associées à une zone de lessivage (zone vadose).
- La présence et l'influence de surfaces d'émersion intra-Mishrif (associées aux limites de paraséquences) n'ont pas pu être mises en évidence dans cette étude diagenétique.
- Les micrites localisées au sommet des forages (zone à huile) sont grossières et peu luminescentes. Leur stabilisation est liée d'abord à la dissolution des particules les moins stables (aragonite, HMC?) dans une ancienne zone vadose localisée sous l'émersion sommitale, puis dans la zone météorique phréatique oxydante à la précipitation de surcroissances calcitiques autour des particules non dissoutes. Ce processus polyphasé, qui tient compte des mouvements verticaux de la surface piézométrique au cours d'un cycle régressif-transgressif (associé à l'histoire de l'émersion sommitale du réservoir) permet d'expliquer la faible luminescence, la forte cristallométrie des particules et les valeurs négatives du ^{13}C .
- Les micrites fines et généralement luminescentes localisées dans l'aquifère actuel présentent les caractéristiques d'une stabilisation précoce en domaine phréatique à la base d'une nappe

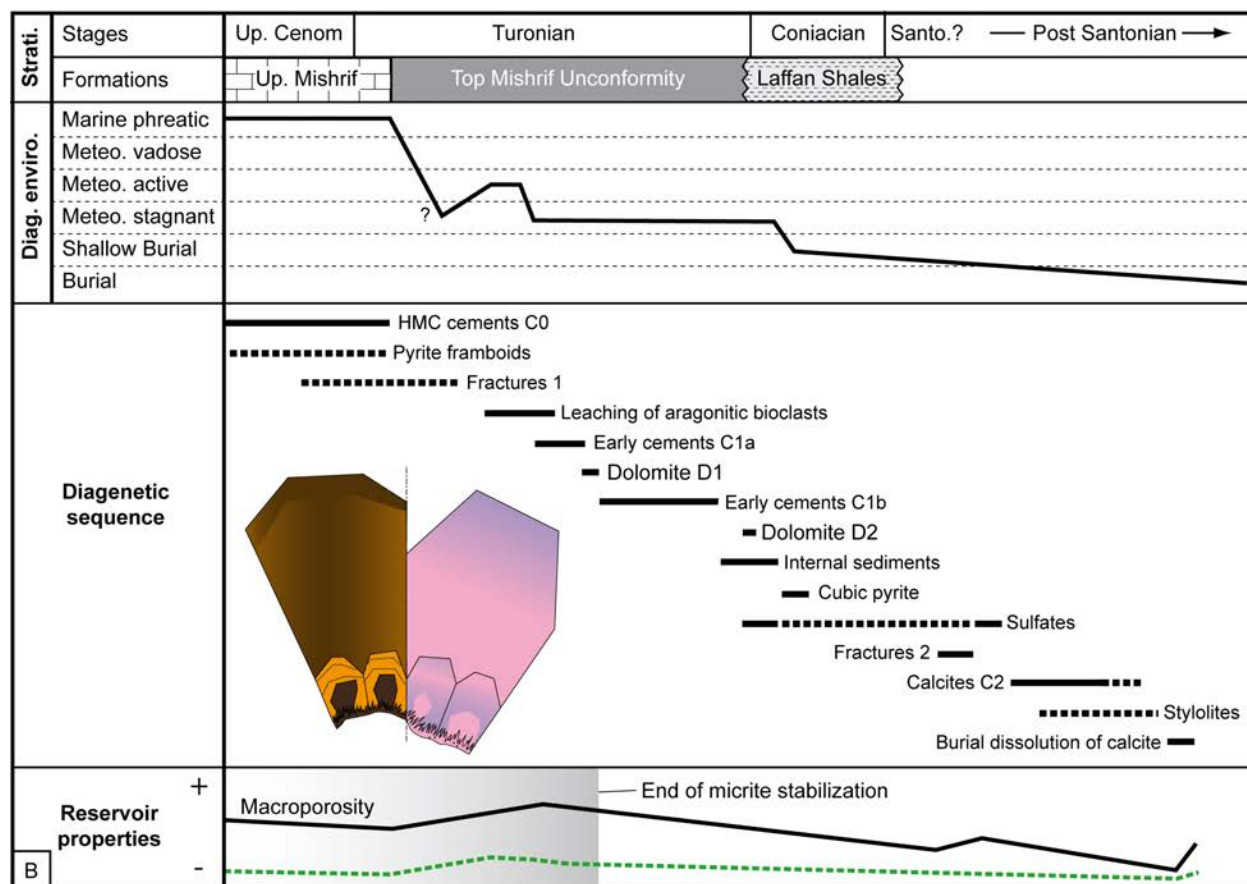
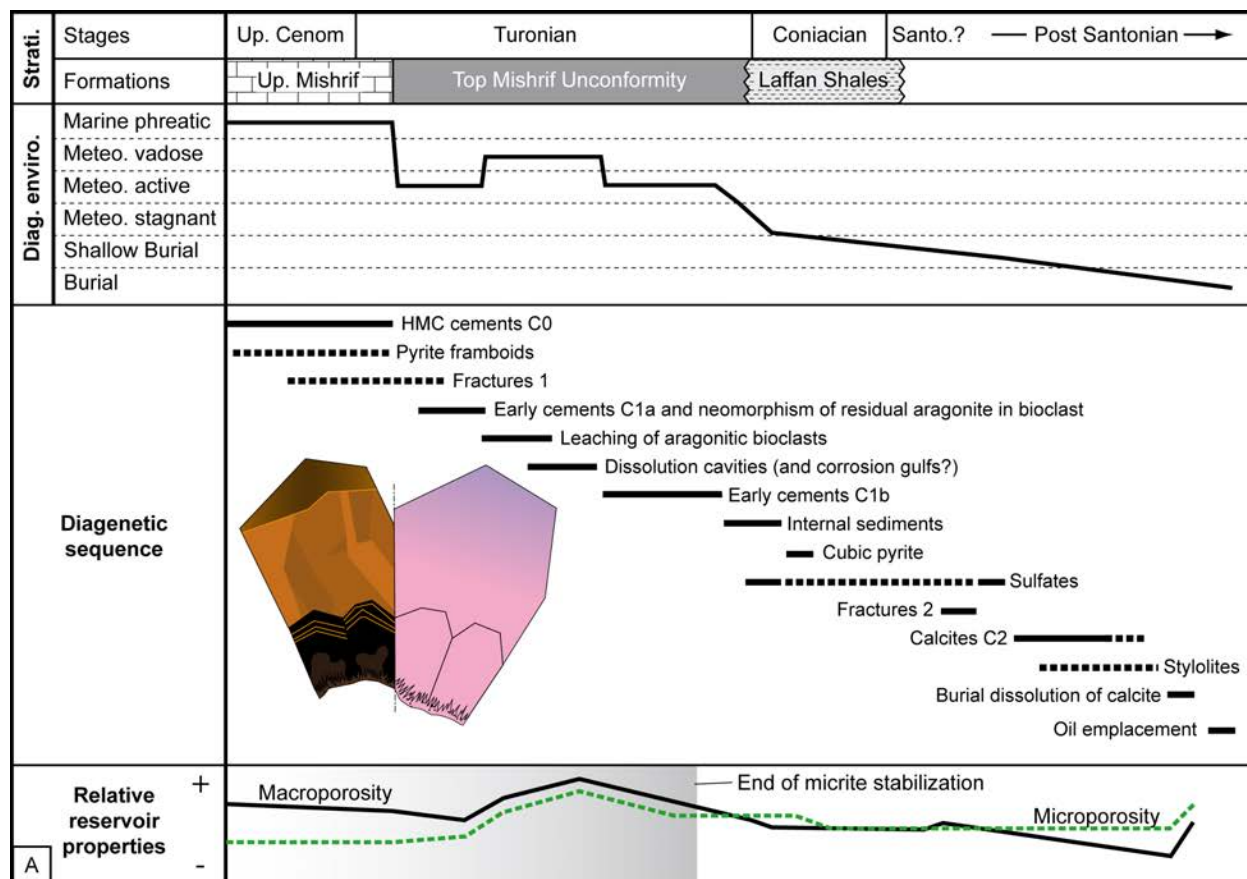
météorique liée à la surface d'émersion (TMU). Cette stabilisation précoce par néomorphisme explique la luminescence, la taille et la signature isotopique (en particulier en ^{13}C) des particules micritiques observées dans cet intervalle du réservoir.

- L'ensemble des phases diagénétiques associées à la diagenèse d'enfouissement (*e.g.* mise en place des ciments de blocages C2) semble antérieur à la mise en charge du réservoir. Les ciments calcitiques C2 peuvent en partie trouver leur origine dans la dissolution des matrices micritiques stabilisées précocement. L'écran imperméable des argiles du Laffan permet une évolution en système clos, inhibant les mouvements de fluides au cours de l'enfouissement et ce jusqu'à la mise en charge. Ceci explique le cortège finalement limité des phases de cimentation mésogénétiques.

- Précédant ou accompagnant la mise en charge du réservoir par les hydrocarbures, une intense phase de dissolution tardive est mise en évidence. Cette dissolution augmente drastiquement la macroporosité et la microporosité, améliore les voies de migration de l'huile (ouverture des stylolites...) et augmente les capacités de stockage du réservoir. Des acides organiques libérés lors des premières migrations d'hydrocarbures sont peut-être à l'origine de cette dissolution tardive.

L'ensemble des observations a permis de proposer un nouveau modèle diagénétique pour ce champ dont la séquence est détaillée dans la figure 5.37.

Figure 5.37 (ci contre) : Diagramme diagénétique synthétique pour la zone à huile (A) et la zone aquifère (B). Les différentes phases diagénétiques sont représentées en fonction du temps et interprétées en termes d'évolution des environnements diagénétiques et des propriétés réservoir.



Chapitre 6

Contrôles sédimentaires et diagenétiques des carbonates microporeux.

Le vrai voyage ce n'est pas de chercher de nouveaux paysages, mais un nouveau regard
Proust

Chapitre 6

Synthèse et discussion.

Introduction et objectifs	291
1. Quelle va-t-être l'influence des caractéristiques de la boue carbonatée initiale sur le développement des réservoirs microporeux?	291
1.1. Quelle est l'influence de la cristallométrie initiale des boues carbonatées?	291
1.2. La minéralogie initiale de la matrice était-elle homogène et a-t-elle eu une influence sur l'évolution de la microporosité?	296
1.2.1. Variations temporelles à long terme	301
1.2.2. Variations spatiales à l'échelle globale.....	303
1.2.3. Variations spatio-temporelles à court terme	305
1.3. L'argilosité initiale du sédiment a-t-elle influencé l'évolution de la microporosité au cours de l'enfouissement?	307
2. Quelle va-t-être l'influence de la diagenèse précoce sur la préservation de la microporosité?	309
2.1. Des émerisions précoces sont-elles nécessaires à l'existence de carbonates néritiques microporeux enfouis?	309
2.2. Lors d'une émerision, quels paramètres extrinsèques influencent l'hétérogénéité spatiale de la microporosité dans un réservoir carbonaté?	315
2.2.1 Influence du climat	315
2.2.2 Influence de l'amplitude de la chute du niveau de base et de la durée de l'émerision	316
3. Quelle est l'influence de la diagenèse tardive sur la préservation de la microporosité?	318
3.1. Des dissolutions tardives peuvent-elles recréer ou améliorer la microporosité?	318
3.2. Quels processus physiques ou chimiques peuvent aider au maintien de la microporosité au cours de l'enfouissement?	320

Liste des figures et tableaux

Figure 6.1 : Proportions, origine et observations des boues carbonatées dans les sédiments récents de la plate-forme isolée de <i>Glovers Reef</i> au Belize (modifié d'après Gischler & Zingeler, 2002)	293
Figure 6.2 : Diagramme de Hjulström illustrant le comportement des particules (érosion, transport, dépôt) en fonction de leur taille et de la vitesse d'écoulement du fluide	295
Figure 6.3 : (A) Alternances de mers calcitiques/mers aragonitiques périodes et <i>icehouse/greenhouse</i> au cours du Phanérozoïque en parallèle de l'évolution du rapport Mg/Ca de l'eau de mer au cours du temps (Figure modifiée d'après la synthèse de Volery <i>et al.</i> , 2009a). Les périodes de mers aragonitiques (rapport Mg/Ca >2) correspondent globalement aux périodes froides de <i>icehouse</i> , tandis que les périodes de mers calcitiques (rapport Mg/Ca <2) correspondent aux périodes de <i>greenhouse</i> . (B) Position stratigraphique des différentes formations microporeuses relevées dans la bibliographie (modifié d'après Volery <i>et al.</i> , 2009a).....	301
Figure 6.4 : Répartition paléogéographique des différentes Formations ou réservoirs carbonatés microporeux issus de la synthèse bibliographique, pour le Jurassique Supérieur (A), le Crétacé inférieur (B) et le Crétacé supérieur (C). Cartes paléogéographiques (Blackey, 2006).....	303
Figure 6.5 : Evolution de la taille des particules issues de la fragmentation des coraux et des Halimeda (Folk & Robles, 1967).....	305
Figure 6.6 : Modèle de stabilisation de matrices micritiques microporeuses de plate-forme interne (faciès urgoniens du Jura) en cas d'émersion de courte durée et de faible amplitude (Volery <i>et al.</i> , 2010).....	309
Figure 6.7 : Distribution stratigraphique des formations microporeuses du Crétacé du Moyen Orient, en rapport avec les variations eustatiques et les surfaces d'émersion majeures. Charte stratigraphique et eustatique modifiées d'après Haq & Al-Qahtani (2005).....	311
Figure 6.8 : Evolution des matrices micritiques au cours de l'enfouissement et compartimentalisation des calcaires micritiques pour la Formation Mishrif d'Irak (Lambert <i>et al.</i> , 2006).....	319
Figure 6.9 : Evolution de la porosité des réservoirs crayeux de Mer du Nord au cours de l'enfouissement. (A) Modèle général de diminution de la porosité; modifié d'après Brasher & Vagle (1996). (B) Diminution de la porosité mise en évidence par Mallon & Swarbrick (2008).....	321
Tableau 6.1 : Synthèse bibliographique des Formations microporeuses, fonction de la minéralogie initiale de la boue carbonatée ainsi que de leurs domaines de stabilisation minéralogique	298

Introduction et objectifs

Il n'existe à l'heure actuelle que peu de modèles décrivant avec précision l'enchaînement des processus sédimentaires et diagénétiques conduisant aux différentes microtextures micritiques telles celles décrites au Chapitre 4. Dans le cas du champ Guiriel, les Chapitres 4 et 5 de ce travail ont essayé d'établir des liens entre ces microtextures et l'histoire sédimentaire et diagénétique du champ.

Sur la base du questionnement général développé dans l'introduction de la thèse, il est donc maintenant possible d'isoler les principaux contrôles sédimentaires ou diagénétiques et de discuter de leur impact réel sur les microtextures micritiques. Dans la mesure où les observations effectuées sur un seul champ ne peuvent permettre l'établissement d'un modèle universel, il a été choisi d'examiner l'impact de chaque contrôle sédimentaire ou diagénétique d'abord sur les micrites du champ Guiriel, puis sur des micrites d'autres carbonates enfouis (ou ayant été enfouis) ayant fait l'objet d'études antérieures.

Les questions posées se rangent en trois catégories : (1) celles relatives aux caractéristiques de la boue carbonatée initiale (minéralogie et cristallométrie initiale des particules, teneur en argiles, effets de la bioturbation...), (2) celles relatives à l'impact de la diagenèse précoce (en particulier associée aux émersion) sur la création et la préservation de la microporosité; (3) celles relatives à l'influence de la diagenèse d'enfouissement sur la création et le maintien de la microporosité.

L'impact de ces processus sur les qualités réservoirs sera peu abordé dans ce chapitre. Il le sera dans le chapitre suivant, qui visera à un *rock-typing* interprétatif de trois champs carbonatés microporeux du Moyen Orient, dont le champ Guiriel.

1. Quelle va-t-être l'influence des caractéristiques de la boue carbonatée initiale sur le développement des réservoirs microporeux?

1.1. Quelle est l'influence de la cristallométrie initiale des boues carbonatées?

Cette question examine la possibilité que la taille des particules des boues carbonatées ait pu être initialement différente d'un milieu de dépôt à un autre, et que cette différence ait pu influencer la cristallométrie finale des micrites enfouies. Dans le cas du champ Guiriel, le partitionnement spatial et temporel entre les micrites fines (cristallométrie inférieure à 2µm) et les micrites grossières (cristallométrie supérieure à 2µm) pourrait-il être le reflet d'une différenciation granulométrique initiale?

Cette question pourrait apparaître triviale avec une réponse nécessairement positive pour des particules argileuses, mais elle est pourtant complexe et sans réponse évidente pour des particules carbonatées où les processus de surcroissance, de dissolution et de néomorphisme sont, à enfouissement égal, plus important que pour les particules argileuses.

En se basant sur la connaissance des milieux néritiques carbonatés actuels, il apparaît que plusieurs facteurs sédimentaires et biosédimentaires ont pu influencer la taille initiale des particules de la boue carbonatée. Ces facteurs ont pu jouer sur la taille des particules initialement produites (types de bioproduiteurs, type de précipitation physico-chimique, action des bioérodeurs ...). D'autres ont pu influencer la redistribution sédimentaire des particules produites par influence notamment de l'hydrodynamisme, de lithifications précoces, de piégeage dans des tapis microbiens, d'incorporation dans des pellets, etc ...).

● Hydrodynamisme

Dans les systèmes carbonatés néritiques récents, les relations entre la taille des particules et l'hydrodynamisme sont relativement bien documentées pour des particules carbonatées équivalentes à la classe granulométrique des silts et des arénites fines (*e.g.* Rankey & Reeder, 2010). Ainsi, sur les plates-formes de Floride (Ginsburg, 1956) et du Bélice (Gischler & Zingeler, 2002; Purdy & Gischler, 2003), il a été montré que les particules carbonatées les plus fines (inférieures à 125 μ m et à 63 μ m) sont majoritaires dans les environnements les plus calmes, en avant ou en arrière des récifs (Fig. 6.1).

A l'inverse, la proportion de boue carbonatée diminue drastiquement au niveau des *shoals* bioclastiques (Purdy & Gischler, 2003). Pour les particules carbonatées récentes de taille inférieure à 63 μ m, les observations granulométriques quantifiées sont beaucoup plus rares, souvent absentes. Sur les plates-formes isolées au large du Belize, Gischler & Zingeler, (2002) observent que les particules comprises entre 20 μ m et 4 μ m et celles inférieures à 4 μ m (séparées par des techniques de sédimentation différentielle dans des cylindres de type Hatterberg) sont essentiellement localisées dans des sédiments déposés dans les lagons entre un et cinq mètres de profondeur. Pour les variations cristallométriques des particules carbonatées récentes inférieures à 4 μ m, aucune donnée quantifiée n'a été trouvée dans la littérature.

Que l'on soit dans un contexte de mer calcitique ou de mer aragonitique, on ignore donc si un tri hydrodynamique a pu s'opérer pour les particules carbonatées de taille inférieure à 4 μ m déposées en contexte néritique.

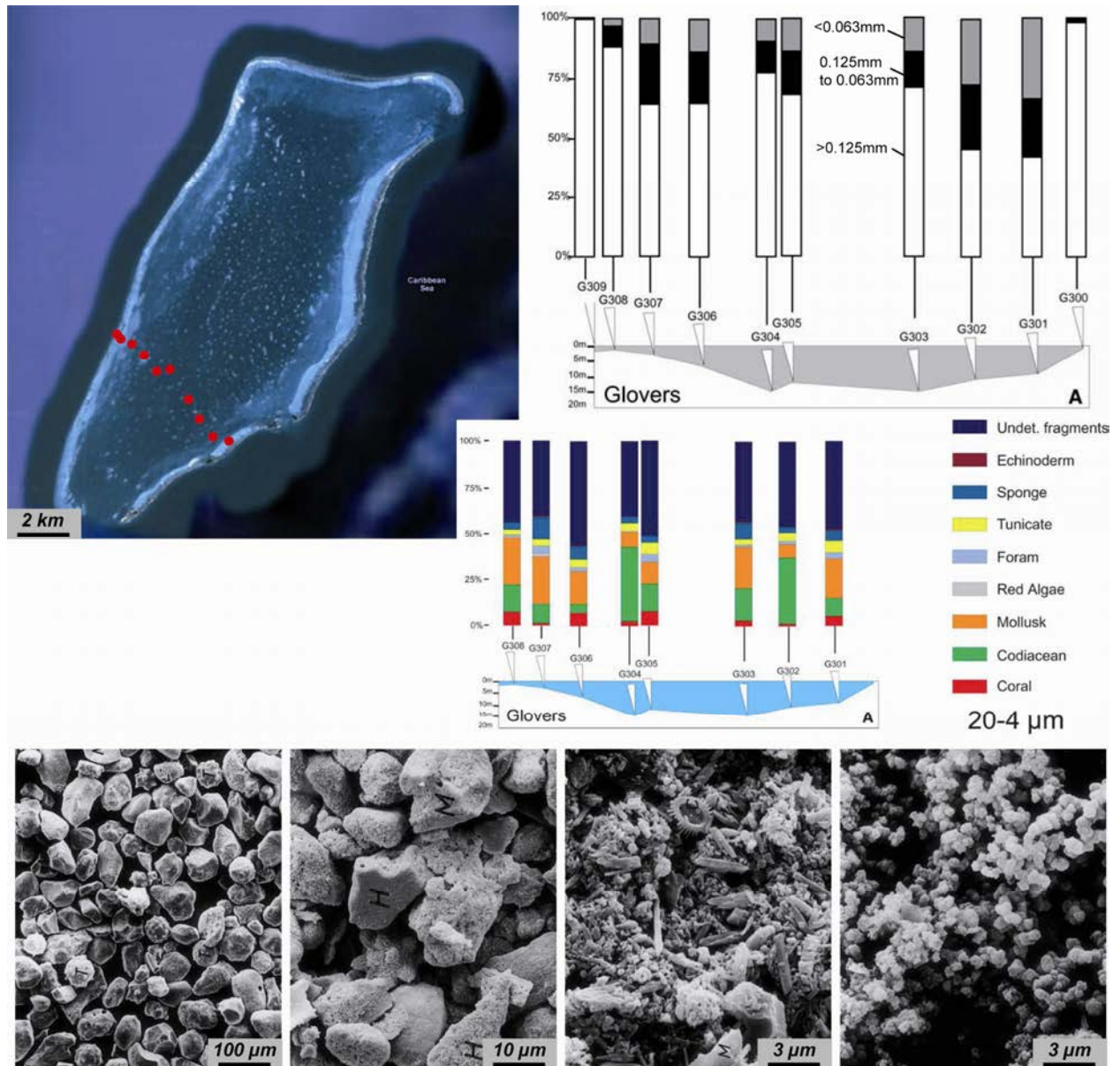


Figure 6.1 : Proportions, origine et observations des boues carbonatées dans les sédiments récents de la plateforme isolée de *Glovers Reef* au Belize (modifié d'après Gischler & Zingeler, 2002). Les particules supérieures à 63µm ont ici été séparées en plusieurs classes cristallométriques grâce à un tamisage (tamis >2mm, 2-1; 1-0,5; 0,5-0,25; 0,25-0,125; 0,125-0,063; <0,063mm).

D'un point de vue purement physique, le problème pourrait toutefois être abordé par une comparaison avec les milieux silicoclastiques. Cependant, les abaques tels que le diagramme de Hjulström (Fig. 6.2) indiquent que les particules les plus fines (comprises entre 1 et 10µm) sont toujours en suspension à partir du moment où un courant unidirectionnel existe (même de l'ordre de 0,1cm par seconde). Le problème de ce genre d'abaques est (1) qu'elles sont généralement proposées pour des courants non-oscillatoires, et sont donc peu adaptées à des sédiments soumis, par exemple, à la houle, et (2) qu'elles ne prennent pas en

compte les processus de piégeage ou de "floculation" des particules (associés aux tapis microbiens, à la pelletisation...). Il semble donc difficile d'invoquer ici une sédimentation différentielle des particules micritiques en fonction de l'hydrodynamisme.

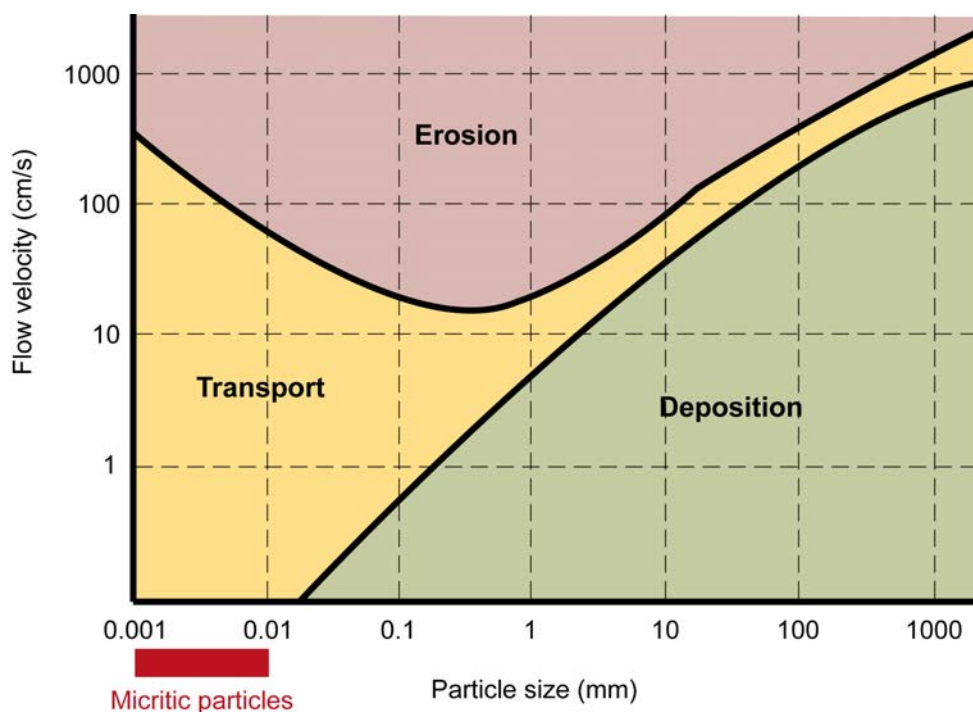


Figure 6.2 : Diagramme de Hjulström illustrant le comportement des particules (érosion, transport, dépôt) en fonction de leur taille et de la vitesse d'écoulement du fluide.

Pourtant, dans le réservoir Guiriel, les observations effectuées sur la taille des particules des matrices micritiques (Chapitre 4) ont montré que les micrites les plus fines (cristallométrie inférieure à 2 μm) sont préférentiellement localisées dans les sédiments associés à des milieux de faible hydrodynamisme, en domaine de plate-forme interne. D'autre part, les micrites les plus grossières sont associées à des milieux ayant un hydrodynamisme plus important, tels que des *shoals* bioclastiques soumis au déferlement des vagues (*e.g.* paraséquence PS7 – Chapitres 2 & 4). Cette relation pourrait indiquer un contrôle hydrodynamique initial de la cristallométrie des particules micritiques, sans toutefois en expliquer les mécanismes.

D'autres processus que l'hydrodynamisme ont pu influencer la taille initiale des particules. Pour les particules micritiques d'origine micro-bioclastique il est connu que dans l'actuel la structure du squelette, la minéralogie (calcite ou aragonite) et le type de bioérosion influent considérablement sur la forme et la taille des particules produites. Il serait étonnant que ces processus n'aient pas existé au Crétacé sur la plate-forme du Mishrif. Pour les particules micritiques d'origine physico-chimique, et en particulier pour les précipitations abiotiques de fines particules de LMC dans les mers calcitiques, il est également

possible que les conditions physico-chimiques de chaque milieu de dépôt aient conduit à des tailles différentes de particules. Malheureusement, à l'heure actuelle, nos moyens d'investigation ne nous permettent pas de visualiser et mesurer facilement la taille initiale des petits rhomboèdres de calcite qui auraient pu être générés par ces processus physico-chimiques. Au final, le manque de données quantifiées sur la cristallométrie des particules micritiques issues d'autres milieux néritiques anciens ne permet malheureusement pas d'évaluer plus avant un possible contrôle hydrodynamique.

● Assemblages de bio-producteurs et de bio-érodeurs

Outre l'hydrodynamisme, un autre facteur pourrait avoir gouverné la cristallométrie initiale des particules de la boue carbonatée, il s'agit du rôle des bioproducteurs et des bioérodeurs. Dans de nombreux milieux néritiques actuels, la majorité des particules des boues carbonatées est issue de la biofragmentation des squelettes carbonatés (*e.g.* Hallock, 1988; Tucker & Wright, 1990; Purdy & Gischler, 2003; Perry *et al.*, 2011). Les poissons, les crustacés, les mollusques, les éponges et bien d'autres organismes marins participent à la formation de la "farine micro-bioclastique". Pourtant, pour les milieux actuels et anciens, la recherche bibliographique effectuée dans le cadre de cette thèse n'a pas révélé d'études comportant une quantification précise de la taille des particules produites. En revanche, dans les milieux actuels, il a été montré que les assemblages de bioproducteurs ne fournissent pas tous des boues carbonatées avec la même granulométrie. Sur les plates-formes actuelles du Belize, par exemple, il a été montré que la majorité des particules carbonatées inférieures à 63µm est localisée dans des sédiments riches en algues vertes, et que la fraction inférieure à 4µm est essentiellement formée par des nanograins non identifiés et des fragments d'aragonite (*e.g.* Gischler & Zingeler, 2002; Purdy & Gischler, 2003). Un autre exemple peut être pris pour le cas des échinides actuels : dans les sédiments actuels des récifs de la Réunion, il a été mis en évidence que la même espèce d'oursin pouvait être à l'origine des particules de tailles différentes selon le peuplement corallien (Chazottes *et al.*, 2004). Ce cas illustre bien la complexité de l'influence des bioproducteurs sur la formation des particules micritiques et surtout leur taille. Le cas des rudistes (comme ceux observés dans le réservoir Guiriel) est un exemple de cette complexité, avec les Caprinidés dont la coquille est dominée par l'aragonite, et les Radiolitidés dont la coquille est essentiellement composée de calcite. Dans ce cas, la différence de composition minéralogique des coquilles doit certainement entraîner des différences dans l'ultrastructure des coquilles.

Dans le réservoir Guiriel, il a été vu que les particules les plus grossières pouvaient être préférentiellement observées dans les niveaux de *shoals* bioclastiques et de bordure de *shoals* (Chapitre 4), formés par des sédiments riches en macro-organismes initialement en LMC ou en HMC (lamellibranches, échinodermes – Chapitre 2). A l'inverse, les particules les plus fines semblent dominer dans les sédiments de plate-forme interne, riches en bioclastes aragonitiques (algues vertes,

gastéropodes...). Il est donc envisageable que la fragmentation différentielle des assemblages floro-fauniques joue un rôle important sur la cristallométrie initiale des particules micritiques. Cependant, comme pour les problèmes d'hydrodynamisme, l'absence apparente de données quantifiées pour d'autres réservoirs est un frein à la vérification de cette hypothèse et à compréhension des processus engagés.

1.2. La minéralogie initiale de la matrice était-elle homogène et a-t-elle eu une influence sur l'évolution de la microporosité?

Les matrices micritiques composant notamment les réservoirs à hydrocarbures du Moyen-Orient sont le reflet des modifications physico-chimiques subies par les boues micritiques. L'identification et la quantification de l'origine des particules apparaissent alors comme un problème majeur, limitant la différenciation d'une part entre particules abiotiques et biotiques, et d'autre part ne permettant pas de bien contraindre la contribution des différents organismes à la boue carbonatée (Debenay *et al.*, 1999; Turpin *et al.*, 2008, *in press*; Beltran *et al.*, 2009). Dans les carbonates néritiques enfouis, il paraît ainsi extrêmement difficile de contraindre les proportions initiales d'aragonite, de HMC et de LMC dans le système, que les particules soient d'origine biotique ou abiotique. Ces deux problèmes semblent intimement liés et vont avoir une influence forte sur la capacité des particules à être transformée au cours de l'enfouissement (comme cela a été suggéré dans le Chapitre 5).

De nombreux auteurs ont mis en évidence que la nature minéralogique de la boue carbonatée était le premier facteur de contrôle dans la différenciation entre les matrices micritiques microporeuses et les matrices compactes (*e.g.* Sandberg, 1983; Al-Aasm & Azmy, 1996; Melim *et al.*, 2002; Volery *et al.*, 2009a,b – Tableau 6.1). Cela est en partie lié à une forte différence de solubilité qui influe sur la cinétique des processus de dissolution/cimentation et l'évolution du réseau poreux (James & Choquette, 1984; Brooks & Whitaker, 1997; Vanstone, 1998). Il a ainsi été mis en évidence que seules les boues carbonatées dominées par la LMC pouvaient parfois former, après enfouissement, des carbonates microporeux (Volery *et al.*, 2009, 2010b). A l'inverse, la présence de précurseurs majoritairement aragonitiques va être systématiquement responsable de la formation de matrices très compactes (microtextures anhédrales compactes et fusionnées, - Chapitre 4), avec de gros cristaux souvent supérieurs à 8 ou 10µm (*e.g.* Lasemi & Sandberg, 1993; Melim *et al.*, 2001; Munnecke *et al.*, 2008; Volery *et al.*, 2010b). Afin de mieux comprendre où, quand et comment les réservoirs microporeux peuvent se développer, il semble donc crucial de contraindre la minéralogie initiale des boues carbonatées, que ce soit à grande ou à petite échelle de temps et d'espace.

Authors	Formation or Location	Age	Mineralogic precursor	Micrite type	Diagenetic domain of matrix stabilization	Subaerial exposure occurrence	Burial dissolution
Lasemi & Sandberg (1984)	Bahamas & Florida	Pleistocene	Aragonitic muds	Tight	Meteoric	-	-
Al-Aasm & Veizer (1986a, b)	France, USA, Cuba, Puertorico, Jamaica	Cretaceous	-	-	Early meteoric and possibly shallow burial	-	-
M'Rabet et al. (1986)	Tunisia	Senonian	LMC dominated?	Microporous	Early meteoric	Yes	-
Wiggins (1986)	Marble Falls Lmst - Texas	Pennsylvanian	-	Tight	Meteoric?	-	-
Budd (1988)	Bahamas	Holocene	Aragonitic muds?	-	Meteoric - Mixing	Yes	-
Ahr (1989)	Cotton Valley Lmst - Texas	Upper Jurassic	-	Microporous	Early meteoric?	-	Yes
Budd (1989)	Kharab & Shuaiba - U.A.E.	Barremian - Aptian	-	Microporous	Early meteoric	Yes	-
Dravis (1989)	Haynesville grainstone - Texas	Kimmeridgian	-	Microporous	-	-	Yes
Kaldi (1989)	Kee Scarp Reefs - Canada	Devonian	-	Microporous	Early mixing fluids	-	-
Moshier (1989a)	-	-	Polyminerologic muds	Microporous & Tight	Shallow to deep subsurface	-	?
Moshier (1989b)	Shuaiba - U.A.E	Aptian	Polyminerologic muds	Microporous	Marine fluids under burial conditions	No	Yes
Saller & Moore (1989)	Marshall Islands	Pleistocene - Oligocene	Aragonitic and HMC muds	Microporous	Mixing and marine fluids	Yes	-
Holail & Lohmann (1994)	Egypt	Maastrichtian	LMC dominated?	Microporous	Meteoric + Marine burial and compaction	Yes	?
Joachimski (1994)	Purbeckian - Jura	Portlandian - Berriasian	Calclitic muds	Microporous?	Early meteoric	Yes	-
Smalley et al. (1994)	Lincolnshire Lmst. - England	Bajocian	-	-	Early meteoric	Yes	-
Hendry et al. (1995)	England	Bathonian	-	-	Oxic conditions followed by burial	-	-

Al-Aasm & Azmy (1996)	Kee Scarp Reefs - Canada	Devonian	HMC	Microporous	Modified marine fluids during shallow burial	No	Yes (along stylolites and cracks)
Munnecke et al. (1997)	Bahamas Sweden	Pliocene Silurian	Aragonitic and HMC muds	Tight	Early to shallow burial marine	-	-
Wright et al. (1997)	Lacustrine - Spain	Miocene	Polyminalogic muds	Microporous and tight	Early meteoric	Yes	-
Cantrell & Hagerty (1999)	Arab D – Saudi Arabia	Tithonian to Kimmeridgian	-	Microporous	Shallow burial, related to evaporite diagenesis	-	Yes
Al-Awar & Humphrey (2000)	Shuaiba - Oman	Aptian	-	Microporous	Early meteoric	Yes (Major)	Supposed
Alsharhan et al. (2000)	Shuaiba – U.A.E	Aptian	-	Microporous	Mixing fluids during burial	Yes	Yes
Alsharhan & Sadd (2000)	U.A.E.	Lower Cretaceous	-	-	Early phreatic meteoric	-	-
Heasley et al. (2000)	Great Oolithe Fm. - England	Bathonian	-	Microporous	Early meteoric	Yes	Yes
Melim et al. (2001)	Bahamas	Quaternary – Late Neogene	Aragonitic muds	-	Marine, meteoric & shallow burial	Yes	-
Melim et al. (2002)	Bahamas	Neogene	Aragonitic muds	-	Meteoric	Yes	-
Ferket et al. (2003)	Guzmantla Fm. – Mexico	Coniacian	-	-	Early meteoric?	-	-
Vincent et al. (2004)	Eastern Paris Basin	Oxfordian - Kimmeridgian	Polyminalogic muds	Microporous	Meteoric	Yes	?
Lambert et al. (2006)	Arab D – U.A.E. Kharab – U.A.E. Mishrif - Iraq	Tithonian – Kimmeridgian Barremian Cenomanian	Polyminalogic muds	Microporous and tight	Marine or meteoric / burial compaction	?	Yes
Richard et al. (2007)	Urgonian Fm. - France	Barremian - Aptian	Polyminalogic muds	Microporous	Meteoric phreatic	Yes	No
Deweever et al. (2007)	Albania	Upper Cretaceous	-	-	Marine lithification	No	?
Whitaker & Smart (2007)	Bahamas	Pliocene - Pleistocene	Polyminalogic muds	-	Meteoric	-	-

Munnecke et al. (2008)	Solnhofen - Germany	Tithonian	Aragonitic muds	Microporous & Tight	?	-	-
Coimbra et al. (2009)	Ammonitico Rosso - Spain	Upper Jurassic	-	-	Early marine	-	-
da Silva et al. (2009)	Spain	Paleocene	-	Microporous Tight	Early Meteoric ?	Yes	Yes
Maliva et al. (2009)	Avon Park Fm. & Ocala Lmst – Florida	Eocene	Calclitic muds	Microporous	Meteoric?	Yes	-
Brigaud (2009)	Eastern Paris Basin	Mid-Jurassic	Polymineralogic muds	Microporous	Early meteoric	Yes	No
Volery et al. (2009a)	Middle East	-	Polymineralogic muds	Microporous	Early meteoric phreatic	Yes	-
Volery et al. (2009b)	Lacustrine - Spain	Late Miocene	Polymineralogic muds	Microporous & Tight	Meteoric & compaction	-	Yes
Volery et al. (2010)	Urgonian – France	Hauterivian - Aptian	Polymineralogic muds	Microporous Tight	Early meteoric phreatic Burial compaction	Yes	Yes (meteoric fluids)
Deville de Periere et al. (in press)	Habshan (U.A.E.) Mishrif (Iraq & Qatar)	Berriasian – Valanginian Cenomanian – Early Turonian	Polymineralogic muds	Microporous Tight	Early meteoric & shallow burial Shallow burial	Yes	-
Deville de Periere (unpublished)	Urgonian - France	Upper Barremian – Lower Aptian	Polymineralogic muds	Microporous	Supposed early meteoric	Yes	Supposed
Deville de Periere (this study)	Mishrif Fm. – Middle East	Cenomanian	Polymineralogic muds	Microporous	Early meteoric <i>Shallow burial?</i>	Yes	Yes

Tableau 6.1 : Synthèse bibliographique des Formations microporeuses, fonction de la minéralogie initiale de la boue carbonatée ainsi que de leurs domaines de stabilisation minéralogique.

1.2.1. Variations temporelles à long terme

Des variations de la minéralogie initiale des carbonates abiotiques marins ont été mises en évidence au cours du Phanérozoïque (Sandberg, 1983). Ces variations définissent des périodes dites de mer calcitique (précipitation de calcite faiblement magnésienne - LMC) et de mer aragonitique (précipitation principale d'aragonite et de calcite magnésienne - HMC) qui sont intimement liées aux variations de la $p\text{CO}_2$, de la température et du rapport Mg/Ca de l'eau de mer, mises en évidence par de nombreux auteurs (*e.g.* Hardie, 1996; Dickson, 2002, 2004). Une synthèse critique des différents processus physico-chimiques impliqués, ainsi que des proxys et méthodes utilisés pour définir ces alternances est proposée dans Volery *et al.* (2009).

Les périodes de mer calcitique correspondent à un rapport $\text{Mg}/\text{Ca} < 2$, sous des climats relativement chauds, à $p\text{CO}_2$ importante et absence de calottes polaires bien développées (périodes dites de *Greenhouse*). De telles conditions sont typiques de la période allant du Jurassique au Crétacé (Sandberg, 1983; Read & Horbury, 1993; Stanley *et al.*, 2002; Bosence & Wilson, 2003 – Fig. 6.3).

A l'inverse, les périodes de mer aragonitique correspondent à un $p\text{CO}_2$ faible, à un rapport $\text{Mg}/\text{Ca} > 2$ (inhibant la formation de LMC et favorisant la précipitation directe d'aragonite ou de HMC), avec des développements de calottes polaires et des variations climatiques marquées (périodes dites de *Icehouse*). Les alternances *icehouse/greenhouse* sont des cycles à longs terme (Fig. 6.3), qui ont donc un impact majeur sur la minéralogie initiale des carbonates abiotiques (Read & Horbury, 1993; Moore, 2001).

Le dépôt d'une boue carbonatée en contexte néritique de mer calcitique semble être un pré-requis incontournable pour que cette boue, après enfouissement, puisse être microporeuse (Volery *et al.*, 2009). Par exemple, les travaux récents menés par Volery *et al.* (2009, 2010a,b) ont mis en évidence que la distribution stratigraphique de réservoirs microporeux au Moyen-Orient était intimement liée à des conditions de mer calcitique.

A l'échelle mondiale, cette relation semble confirmée par le fait que l'ensemble des matrices microporeuses de carbonates néritiques du Phanérozoïque recensées dans la littérature (Tableau 6.1) sont restreintes aux périodes de mer calcitique (Fig. 6.3). Wright *et al.* (1997) et Volery *et al.* (2010a) soulignent toutefois que des exceptions peuvent être observées : il s'agit du cas de micrites lacustres. Ces micrites n'étant pas formées en domaine marin, elles ne sont évidemment pas directement influencées par les variations de la chimie de l'eau de mer.

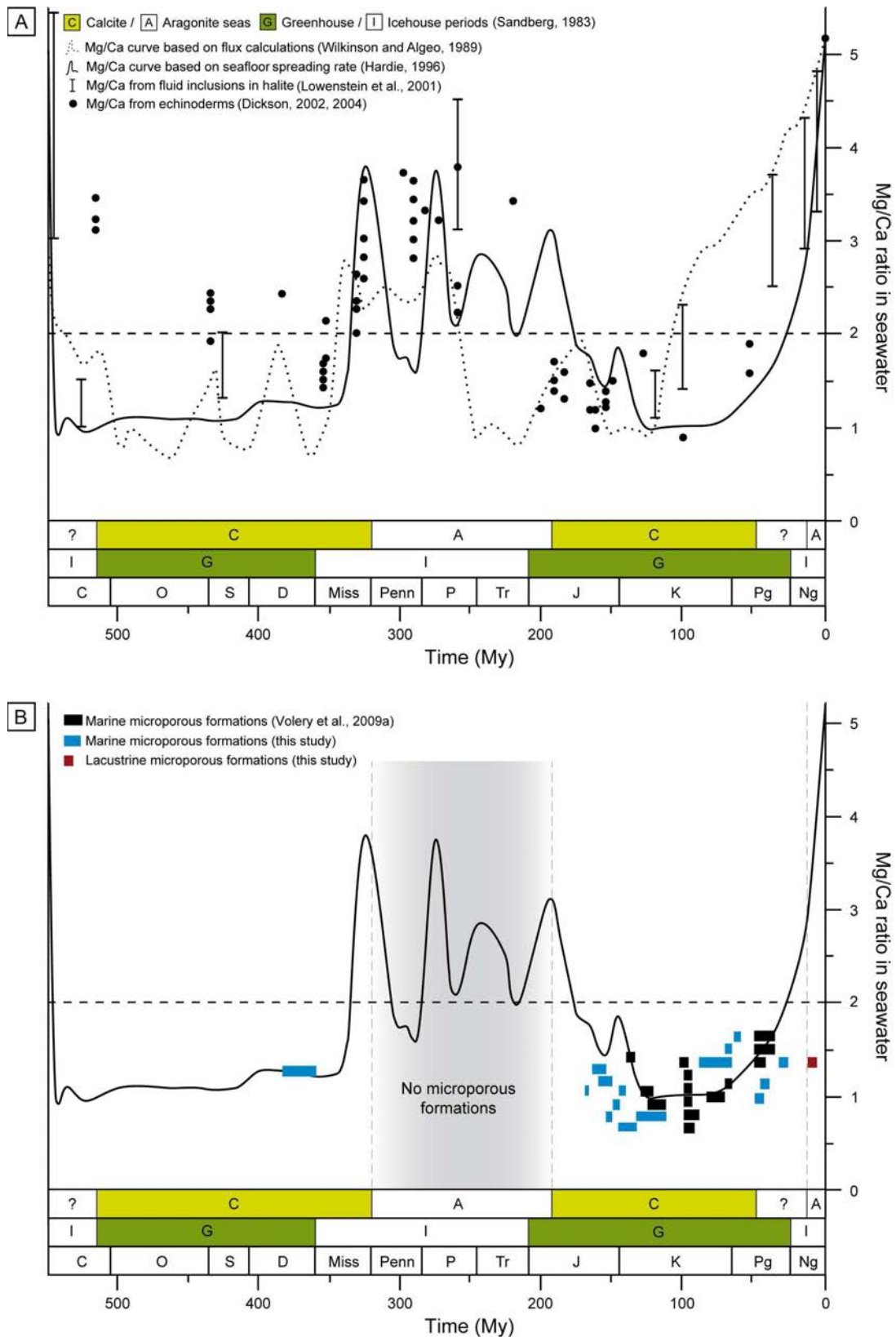


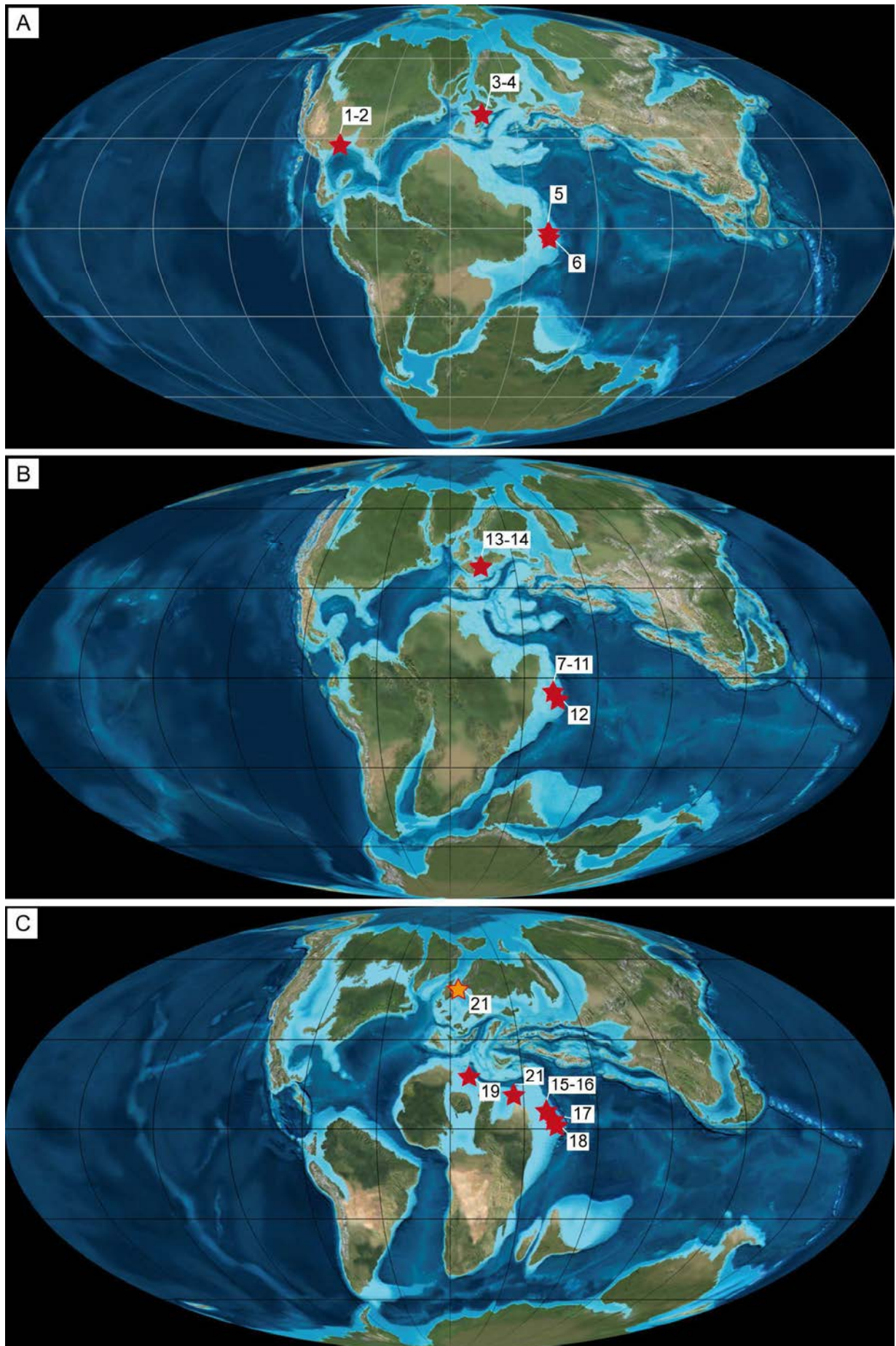
Figure 6.3 : (A) Alternances de mers calcitiques/mers aragonitiques et périodes *icehouse/greenhouse* au cours du Phanérozoïque en parallèle de l'évolution du rapport Mg/Ca de l'eau de mer au cours du temps (Figure modifiée d'après la synthèse de Volery *et al.*, 2009a). Les périodes de mer aragonitique (rapport Mg/Ca >2) correspondent globalement aux périodes froides de *icehouse*, tandis que les périodes de mer calcitique (rapport Mg/Ca <2) correspondent aux périodes de *greenhouse*. (B) Position stratigraphique des différentes formations microporeuses relevées dans la bibliographie (modifié d'après Volery *et al.*, 2009a).

Une autre exception, mais qui ne concerne pas la matrice (boue carbonatée), est celle de la microporosité dans les cortex d'ooïdes ou dans des bioclastes micritiques ou micritisés de périodes de mer aragonitique (ou de transition entre mer calcitique et mer aragonitique) du Paléozoïque (*e.g.* Ronchi *et al.*, 2010), particulièrement dans la Formation du Khuff (Permo-Trias) du Qatar ou d'Iran, ou encore dans le Carbonifère du Kazakhstan (microporosité intragranulaire).

1.2.2. Variations spatiales à l'échelle globale

Après avoir évoqué les variations temporelles à basse fréquence de la chimie de l'eau de mer, il paraît important d'étudier les variations de minéralogie initiale des boues carbonatées à une large échelle spatiale. Les Formations ou réservoirs microporeux du Jurassique et le Crétacé (Tableau 6.1) ont été replacées sur les cartes paléogéographiques de l'époque (Fig. 6.5). Ces cartes montrent que les réservoirs ou formations microporeux des domaines néritiques sont majoritairement situés dans la paléo-ceinture intertropicale, et uniquement sur de très vastes plates-formes épicontinentales, telles que celles développées au Moyen-Orient durant le Mésozoïque.

Cette synthèse (bien que non exhaustive) met aussi en évidence qu'aux hautes latitudes, les réservoirs microporeux sont uniquement représentés par les réservoirs de la craie localisés en Mer du Nord (*e.g.* Brasher & Vagle, 1996; Hjuler & Fabricius, 2009). Les dépôts de craie datés du Crétacé sont épais de plusieurs centaines de mètres (Mallon & Swarbrick, 2008), et représentent un cas à part dans le monde des carbonates microporeux. Il s'agit de sédiments marins pélagiques, très fins, déposés par décantation. La matrice carbonatée y est essentiellement composée de coccolites (entiers ou fragmentés), de foraminifères, calcisphères, de radiolaires et de spicules d'éponges (*e.g.* Brasher & Vagle, 1996). Dès l'origine, cette matrice était presque uniquement composée de calcite faiblement magnésienne, et non d'un mélange aragonite-HMC-LMC. Elle était donc minéralogiquement plus stable que les boues carbonatées déposées aux latitudes plus basses, et par conséquent moins sujette aux processus de pression-dissolution-cimentation. Le cas de la craie montre que même en période de mer calcitique, des variations importantes de la minéralogie initiale des boues carbonatées peuvent être mises en évidence. Il s'agit cependant de variations à très grande échelle de temps et d'espace qui ne permettent d'expliquer les hétérogénéités régionales et/ou à l'échelle des réservoirs.



1.2.3. Variations spatio-temporelles à court terme

Afin de mieux comprendre l'influence des variations de la minéralogie initiale des boues carbonatées sur le développement des carbonates microporeux, il apparaît essentiel d'étudier ces modifications à plus haute fréquence d'espace et de temps (à l'échelle d'une plate-forme ou d'un réservoir par exemple).

Dans les modèles de variations du rapport Mg/Ca à long terme, le rôle des bioproduiteurs est généralement sous estimé, toutefois ils participent abondamment à la production carbonatée (*e.g.* Gischler & Zingeler, 2002; Purdy & Gischler, 2003; Schlager, 2003). Il paraît alors important d'en regarder l'impact sur la minéralogie initiale des boues carbonatées. Dans le cas des particules d'origine biotique, la caractérisation des assemblages floro-fauniques peut-être déterminante pour caractériser l'origine des particules et leur minéralogie. Leur dépendance aux conditions environnementales devrait ainsi permettre de prédire leur localisation au sein des réservoirs. Dans les boues carbonatées actuelles (Bélize, Bahamas, Bora Bora...), les particules fines (<125µm) peuvent représenter jusqu'à 98% des sédiments, en particulier la fraction comprise entre 20 et 63µm (*e.g.* Gischler & Zingeler, 2002; Gischler, 2011). Les particules comprises entre 125 et 20µm correspondent essentiellement à des fragments de bioclastes (foraminifères benthiques, algues vertes, mollusques et coraux), tandis que les particules les plus fines (inférieures à 20µm) sont essentiellement formées par des *aragonite needles* (partiellement issues de la fragmentation des algues vertes – Folk & Robles, 1967; Loreau, 1982; – Fig. 6.6) et des fragments de coccolites (*e.g.* Turpin *et al.*, 2008; Gischler, 2011). Dans ces sédiments néritiques actuels, l'aragonite est un composant très important des boues carbonatées, pouvant atteindre 90% du volume total du sédiment (Turpin *et al.*, 2008; *in press*). La fragmentation des bioclastes, facilitée par la bioérosion, apporte donc une forte contribution à la formation de la boue carbonatée (*e.g.* Debenay, 1999; Purdy & Gischler, 2003; Perry *et al.*, 2011). Des nanograins (inférieurs à 1µm) sont aussi souvent identifiés dans les boues carbonatées récentes (Gischler & Zingeler, 2002 - Fig. 6.1). Du fait de processus diagenétiques très précoces (micritisation...), leur origine est difficilement contrainte. Il a par exemple été proposé que ces particules pourraient être issues de l'ultrafragmentation des tests de foraminifères, formant des cristaux euhédraux (Debenay *et al.*, 1999).

Figure 6.4 (verso) : Répartition paléogéographique des différentes Formations ou réservoirs carbonatés microporeux issus de la synthèse bibliographique, pour le Jurassique Supérieur (A), le Crétacé inférieur (B) et le Crétacé supérieur (C). (1) Cotton Valley Limestone – Arh, 1989; (2) Haynesville graisntone – Dravis, 1989; (3) Jura, Jochinski, 1994; (4) Est du Bassin de Paris - Vincent *et al.*, 2004; (5-6) Arab D - Cantrell & Hagerty, 1999; Lambert *et al.*, 2006; (7-11) Kharab & Shuaiba – Budd, 1989; Moshier, 1989b; Al-Awar & Humphrey, 2000; Alsharhan *et al.*, 2000; Lambert *et al.*, 2006; (12) Habshan – Deville de Periere *et al.* (*in press*); (13-14) Urgonien – Richard *et al.*, 2007; Volery *et al.*, 2010b; (15-17) Mishrif – Lambert *et al.*, 2006; Volery *et al.*, 2010a; Deville de Periere *et al.*, (*in press*); (18) Natih – Champagne *et al.*, 2009; (19) Tunisie - M'Rabet *et al.*, 1986; (20) Egypte – Holail & Lohmann, 1994; (21) Craie de la Mer du nord. Cartes paléogéographiques : Blackey, 2006.

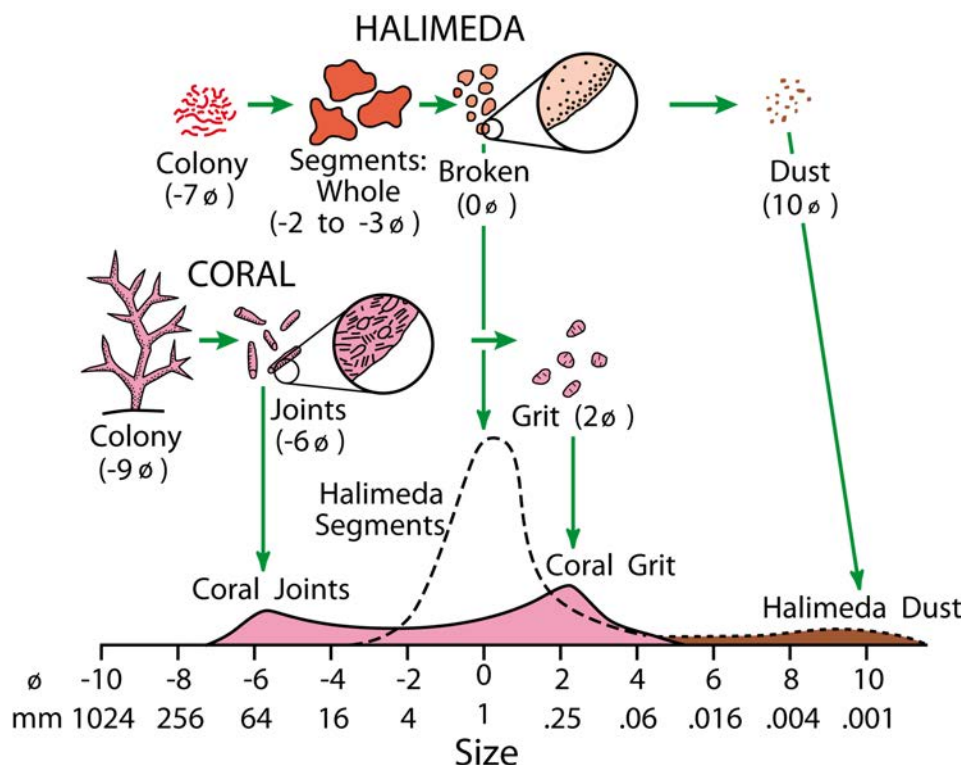


Figure 6.5 : Evolution de la taille des particules issues de la fragmentation des coraux et des Halimeda (Folk & Robles, 1967).

Les variations de la composition minéralogique des boues carbonatées peuvent donc être en partie associées à des changements dans les assemblages floro-fauniques. La plupart des réservoirs microporeux crétacés du Moyen-Orient (en particulier à l'Aptien et au Cénomanien) sont associés à une sédimentation de type *photozoan*, avec des associations floro-fauniques riches en aragonite et HMC.

Le cas du réservoir Guiriel n'est pas une exception et il a été mis en évidence (Chapitre 5) que la présence (même en faible quantité) d'aragonite dans la boue carbonatée était très importante dans les processus de transformation de la matrice micritique. Dans le réservoir Guiriel, un changement d'environnement de dépôt (et donc certainement de bioproduiteurs) est observé au passage entre les paraséquences PS7 et PS7bis (Chapitre 2, Fig. 2.20). Ainsi, même s'il a été suggéré que les boues carbonatées déposées sur la plate-forme céno-manienne du Moyen-Orient étaient dominées par la LMC (Volery *et al.*, 2009), des variations dans les proportions d'aragonite (issue du démantèlement mécanique et biologique des algues vertes, gastéropodes, coraux...) et de HMC ont ainsi pu avoir lieu au cours du dépôt.

Des variations rapides de la minéralogie initiale de la boue carbonatée peuvent aussi être induites par la précipitation physico-chimique *in-situ*. En effet, même si leur origine est toujours discutée (*e.g.* Schallger, 2003; Turpin *et al.*, *in press*), des phénomènes de précipitation non bioclastique d'aragonite et de HMC

(phénomènes de *whiting*) sont observés actuellement au large des Bahamas. Ces précipitations *in situ* vont produire des particules très fines (de l'ordre de 1µm) de carbonate. Là où ces très fines particules décantent ou sont fixées par divers processus (tapis microbiens, agrégats, pellets ...), elles modifient la cristallométrie et les ratios aragonite/HMC/LMC de la boue calcaire. Il est envisageable que des précipitations similaires aient eu lieu en contexte de mer calcitique, induisant la formation de très petits cristaux de LMC. Cependant, de telles précipitations ont peut-être eu lieu au cours du Phanérozoïque, mais leur présence, et donc leur influence sur la minéralogie initiale des sédiments carbonatés, sont extrêmement difficile, voir impossible à mettre en évidence dans l'ancien.

A l'échelle de la plate-forme des variations de la minéralogie des boues ont aussi été mises en évidence, par exemple dans le golfe persique (*e.g.* Purser, 1983), impliquant là encore des variations spatiales rapide de la minéralogie initiale des boues carbonatées.

1.3. L'argilosité initiale du sédiment a-t-elle influencé l'évolution de la microporosité au cours de l'enfouissement?

La présence de feuillets argileux entre les cristaux de calcite est connue pour inhiber la croissance de ciments syntaxiaux, favorisant la compaction (Mallon & Swarbrick, 2008). Il a aussi été mis en évidence que les argiles (particulièrement l'illite et les interstratifiés illite/smectite) jouaient un rôle de catalyseur pour les processus de compaction chimique (*e.g.* Ehrenberg & Boassen, 1993; Lambert *et al.*, 2006; Mallon & Swarbrick, 2008). Dans les intervalles micritiques riches en argiles, la compaction chimique va alors entraîner la formation de matrices *tight* (micrites ou craies), à cristaux anhédras pouvant être totalement fusionnés (*e.g.* Wiggins, 1984; Wiggins, 1986; Lambert *et al.*, 2006; Mallon & Swarbrick, 2008). Dans les craies étudiées en Mer du Nord (contenant entre 4 et 40% de résidus insolubles), il a été suggéré que 5% d'argiles suffisaient à favoriser la pression-dissolution (Egeberg & Saigal, 1991; Fabricius *et al.*, 2008). Ceci met en lumière la forte influence des argiles dans les phénomènes de compaction dans les séries carbonatées (Fabricius, 2003). Ces phénomènes continus de pression-dissolution dans la craie contrôlent donc l'évolution de la porosité et de la perméabilité et expliquent la diminution drastique de la porosité en profondeur (Mallon & Swarbrick, 2002, 2008; Safaricz & Davison, 2005; Hjuler & Fabricius, 2009). La présence de liserés argileux continus va aussi pouvoir jouer le rôle de barrières à l'échelle du réservoir, empêchant la migration des fluides, surtout au moment de la mise en charge du réservoir (*e.g.* Safaricz & Davison, 2005).

Dans le réservoir Guiriel les microtextures fusionnées ou anhédras compactes sont extrêmement peu nombreuses (moins de 1% des échantillons). Ceci peut s'expliquer par (1) une stabilisation minéralogique et une cimentation précoces qui vont permettre à la matrice micritique de résister à la compaction mécanique et physico-chimique et (2) par des teneurs en argiles extrêmement faibles dans la matrice. Des

liserés continus d'argiles ont cependant été observés, essentiellement dans la zone aquifère actuelle (Chapitre 2). Ces liserés argileux pourront être utilisés lors de la stylolitisaiton (Chapitre 5). Dans ces niveaux, les matrices micritiques seront localement plus compactes (mais toujours microporeuses), présentant des cristaux anhétraux localement fusionnés avec des feuillets argileux bloqués dans la microporosité. Les particules argileuses observées piégées dans la matrice micritiques sont essentiellement des kaolinites, mais aussi des illites (Chapitre 2). Ces particules vont pouvoir physiquement entraver la connexion des micropores, entraînant des leur dépôt une diminution de la perméabilité et ultérieurement une stagnation des fluides météoriques précoces lors de l'émersion de la TMU. La faible circulation des fluides météoriques va freiner la dissolution des particules micritiques, permettant la préservation de la matrice, mais empêchant surtout la formation des surcroissances calcitiques autours des cristaux. Ceci pourrait expliquer la prédominance des micrites fines dans les niveaux les plus argileux.

La présence de microtextures fusionnées ou anhétrales compactes a été mise en évidence dans d'autres réservoirs carbonatés du Moyen-Orient. Comme cela sera exposé au chapitre suivant, les micrites anhétrales compactes ont été décrites dans la Formation Mishrif d'Irak, ainsi que des micrites fusionnées dans la Formation Habshan des Emirats Arabes Unis. Ces matrices sont localement riches en argiles. Par exemple, dans la Formation Mishrif d'Irak, Lambert (2004) met en évidence que les niveaux inter-réservoirs compact contiennent 50 à 100 fois plus d'aluminium (traceur de l'argilosité) que les niveaux poreux du réservoir. Ces micrites compactes vont généralement former des niveaux denses, stratifiant parfois les réservoirs. Il apparaît donc que le contenu argileux initial du sédiment a un rôle prépondérant dans la formation des réservoirs microporeux. En effet, une forte argilosité semble systématiquement associée à des phénomènes de compaction importants, et surtout à la formation de matrices micritiques compactes (anhétrales compactes ou fusionnées) qui peuvent stratifier les réservoirs.

La première partie de cette discussion a confirmé que la composition originelle de la matrice micritique est un des paramètres qui déterminera, après enfouissement, l'existence ou non de matrice microporeuse. En effet, la minéralogie initiale et la taille des particules jouent un rôle prépondérant dans l'arrangement primaire de la matrice (donc de son réseau poreux) et va partiellement conditionner l'impact des processus diagenétiques sur les boues carbonatées. Bien qu'elles ne soient pas l'unique facteur de contrôle, ces variations (taille et minéralogie des particules, teneur en argile, bioturbation...) semblent être à l'origine de toutes les différences observées au sein des matrices micritiques, en particulier sur la compartimentalisation des carbonates microporeux.

2. Quelle va-t-être l'influence de la diagenèse précoce sur la préservation de la microporosité?

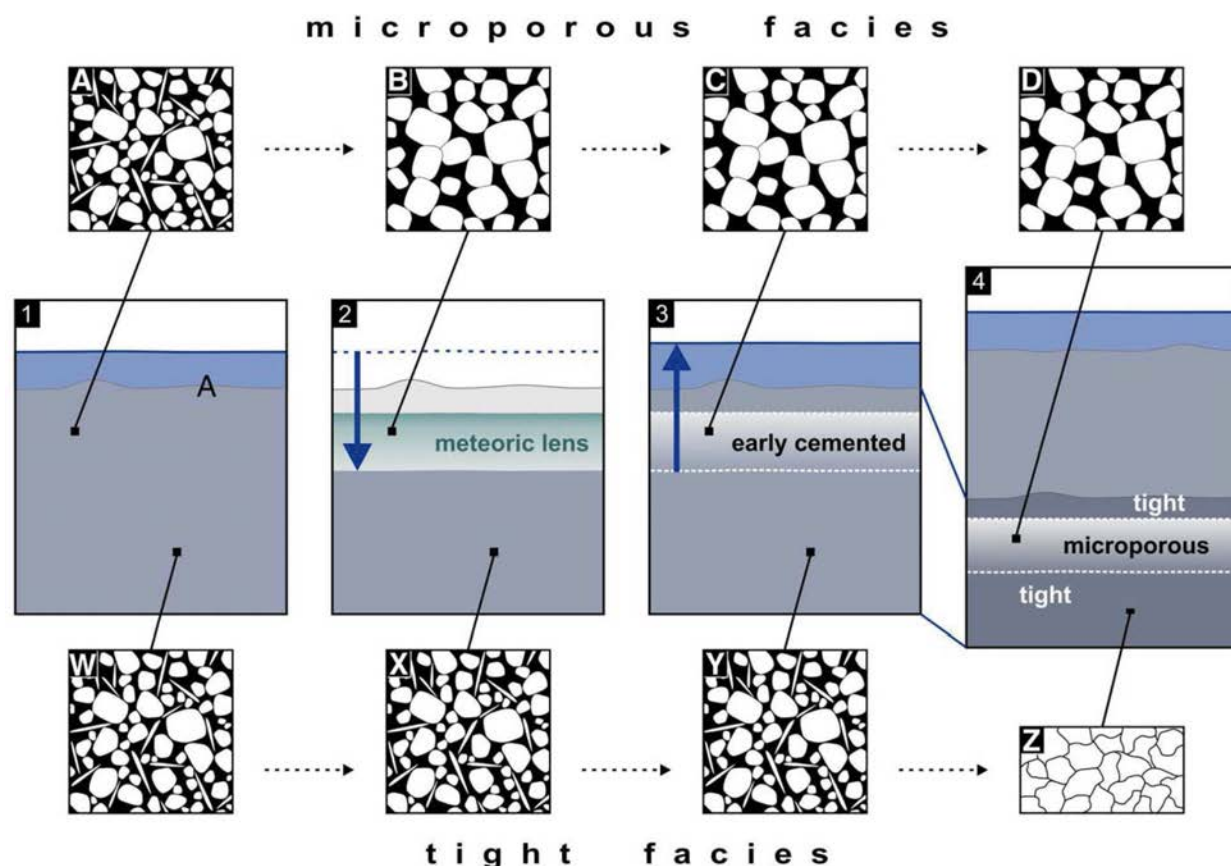
2.1. Des émerisions précoces sont-elles nécessaires à l'existence de carbonates néritiques microporeux enfouis?

En préambule à cette discussion, une revue bibliographique (non exhaustive) des différents modèles diagenétiques de stabilisation des matrices micritiques (et donc d'acquisition ou de destruction de la microporosité) a été effectuée (Tableau 6.1). Il y est mis en évidence que les boues poly-minéralogiques, généralement dominées par la LMC, et les boues dominées par l'aragonite n'avaient pas les mêmes comportements au cours de la diagenèse minérale (Lasemi & Sanberg, 1993; Volery *et al.*, 2009a). Ainsi, la plupart des réservoirs microporeux semblent associés à la transformation de sédiments carbonatés poly-minéralogiques (aragonite-HMC-LMC) mais dominés par la LMC. L'ensemble des processus décrits dans cette partie seront centrés sur les facteurs diagenétiques permettant la stabilisation (ou lithification) de ces boues carbonatées poly-minéralogiques. La question est donc ici de savoir si l'émerision précoce des boues carbonatées néritiques (la craie n'est donc pas concernée) est une étape obligatoire pour l'existence sous enfouissement de calcaires microporeux.

NB : Le terme "stabilisation" des boues carbonatées indique une transformation des polymorphes métastables du carbonate de calcium (aragonite et HMC) en son polymorphe le plus stable (LMC). Cette stabilisation minéralogique peut se faire soit par dissolution/reprécipitation, soit par néomorphisme.

La stabilisation minéralogique et microtexturale de la boue carbonatée en domaine météorique et sous faible enfouissement est souvent invoquée pour expliquer la lithification des matrices micritiques et le maintien de la microporosité intercrystalline au cours de l'enfouissement (*e.g.* Budd, 1989; Joachimski, 1994; Melim *et al.*, 2001; Ronchi *et al.*, 2010; Richard *et al.*, 2007; Volery *et al.*, 2010a,b – Tableau 6.1). Ces travaux mettent en évidence un lien très fort avec des émerisions d'amplitude variable, permettant l'introduction de fluides météoriques non confinés, sous saturés vis-à-vis du CaCO_3 , en particulier de l'aragonite et de la HMC. La présence d'une émerision de la boue carbonatée minéralogiquement immature (mélange aragonite, HMC, LMC), d'un système ouvert entraînant de fortes interactions eau-sédiment et d'un temps de résidence relativement court des fluides météoriques sont les paramètres clés de la stabilisation météorique des matrices micritiques. La dissolution des particules métastables (aragonite, HMC et très fines particules LMC) en zone vadose permet l'apport de CaCO_3 dans la partie supérieure de la nappe météorique phréatique. La remontée de la nappe phréatique dans l'ancienne zone vadose devenue très poreuse permet la stabilisation minéralogique de la boue par reprécipitation de micro-surcroissances calcitiques sur les plus grosses particules LMC initiales. Ce phénomène a été décrit par Bathurst (1975)

sous le nom d'*aggrading neomorphism*, et par Volery *et al.* (2009; 2010a,b, *in press*) sous le terme d'*hybrid Ostwald ripening*. La stabilisation de la boue carbonatée entraîne donc une augmentation de la taille des particules micritiques (pouvant alors atteindre 4 à 6 μm de diamètre) et un réarrangement de la microporosité intercrystalline (Fig. 6.6).



Sketch illustrating the differentiation between the microporous and tight facies. Pictures 1 to 4 represent a shallow-marine carbonate platform with sedimentation occurring in a calcite sea and during long-term transgression or highstand period (Volery *et al.*, 2009). Pictures A to D (microporous facies) and W to Z (tight facies) show the evolution of the micritic sediment (width of the pictures: $\sim 15 \mu\text{m}$). Stage1: Carbonate muds constitute the matrix of a sediment rich in oncoids, peloids, foraminifera, bivalves, echinoderms, green algae and gastropods. The sediments are mainly composed of low-Mg calcite crystals, with some aragonite needles and high-Mg calcite crystals coming from the disintegration of organisms (pictures A and W). Stage2: During a short-term regression, a meteoric phreatic lens develops in the sediment. Inside the lens (mostly at its top), the dissolution of the most unstable crystals (aragonites, high-Mg calcites and smallest low-Mg calcites) nourishes overgrowths around the most stable micrite crystals (largest low-Mg calcites) (picture B). The precipitation of the calcite overgrowths consolidates the original microfabric of the matrix, while partly preserving the primary intercrystalline microporosity. Carbonate sediments situated outside of the meteoric lens are unaffected by the dissolution-precipitation processes. They mostly remain unchanged (picture X). Stage3: A transgression submerges again the sediments. The return to marine conditions stops the dissolution-precipitation processes affecting the micritic matrix and no more modifications occur (picture C). Carbonate sediments that have transited inside the meteoric lens constitute an early cemented layer. Sediments situated outside of the meteoric lens remain mostly unchanged (picture Y). Stage4: The deposition of sediments (light gray) in the accommodation space causes the compaction of the previous deposits (dark gray). The early cemented layer resists to compaction and results in microporous limestones (picture D, punctate to serrate microfabric). On the contrary, sediments that did not undergo early cementation strongly suffer compaction and change into tight limestones (picture Z, coalescent microfabric).

Figure 6.6 : Modèle de stabilisation de matrices micritiques microporeuses de plate-forme interne (faciès urgoniens du Jura) en cas d'émersion de courte durée et de faible amplitude (Volery *et al.*, 2010).

La précipitation de surcroissances syntaxiales sur les particules en LMC donne une forme euhédrale aux particules (Budd, 1989; Volery *et al.*, 2010b). Cette stabilisation va lithifier la matrice micritique et favoriser une meilleure résistance à la compaction mécanique puis à la pression-dissolution au cours de l'enfouissement, permettant la préservation de la microporosité. Selon les travaux de Volery *et al.*

(2010b), la zone vadose (siège d'une importante dissolution lorsque le climat n'est pas trop aride) et la partie inférieure de la zone phréatique météorique (zone chimiquement peu active, permettant la préservation d'une partie de l'aragonite) n'enregistreraient pas de surcroissances sur les particules. L'absence de ces surcroissances favoriserait une compaction plus importante et la formation de matrices micritiques compactes, très peu poreuses (Fig. 6.6).

***NB :** L'observation des surcroissances sur les particules micritiques est un réel problème pour les interprétations sur la stabilisation des matrices micritiques. Dans certains cas, elles peuvent être mises en évidence, comme cela est montré dans le Chapitre 5. Dans d'autres cas, le recours à l'imagerie de pointe et à des analyses chimiques très poussées semble donner de bons résultats, notamment en ce qui concerne les cartographies du magnésium au sein des cristaux de micrites (Volery et al., in press).*

Le modèle diagenétique proposé dans le chapitre précédent pour le champ Guiriel pointe lui aussi l'importance des processus diagenétiques liés à l'introduction précoce de fluides météoriques (Fig. 5.34). Des similarités existent entre les modèles publiés (en particulier ceux de Volery *et al.*, 2009, 2010b) et celui proposé pour le réservoir Guiriel : (1) émergence d'une boue carbonatée immature de plate-forme interne (2) stabilisation de la matrice micritique dans la zone météorique phréatique de façon précoce; et (3) apport partiel de CaCO_3 depuis la zone vadose. Toutefois de grandes différences sont observées, surtout dans la morphométrie des particules de micrites et des qualités réservoirs qui leur sont associées : dans le cas du réservoir Guiriel, l'ancienne zone vadose n'est actuellement pas composée de matrices micritiques compactes peu poreuses et peu perméables, il s'agit bien au contraire en grande partie de la zone à huile du réservoir. Il en va de même pour la zone inférieure de la nappe météorique, associée à des micrites fines, ayant des propriétés pétrophysiques médiocres. Ces matrices micritiques ne sont donc jamais compactes contrairement au modèle proposé pour l'Urgonien par Volery *et al.*, (2010). Ces différences fondamentales pour la compréhension des réservoirs microporeux soulèvent la question des facteurs de contrôle sur la diagenèse météorique précoce permettant la stabilisation des matrices micritiques.

L'observation de la distribution stratigraphique des réservoirs microporeux du Golfe Persique par rapport aux variations eustatiques (Fig. 6.7) met en évidence que les principales formations microporeuses reconnues dans le Crétacé (Formations Habshan, Kharaib, Shuaiba, Mishrif et Simsima) ont plusieurs points en communs. A l'exception de la Formation Habshan, il s'agit de dépôts marins mis en place dans des périodes de hauts niveaux marins (à titre d'exemple la formation Shuaiba correspond au niveau marin maximum enregistré dans le Mésozoïque - Haq & Al-Qahtani, 2005).

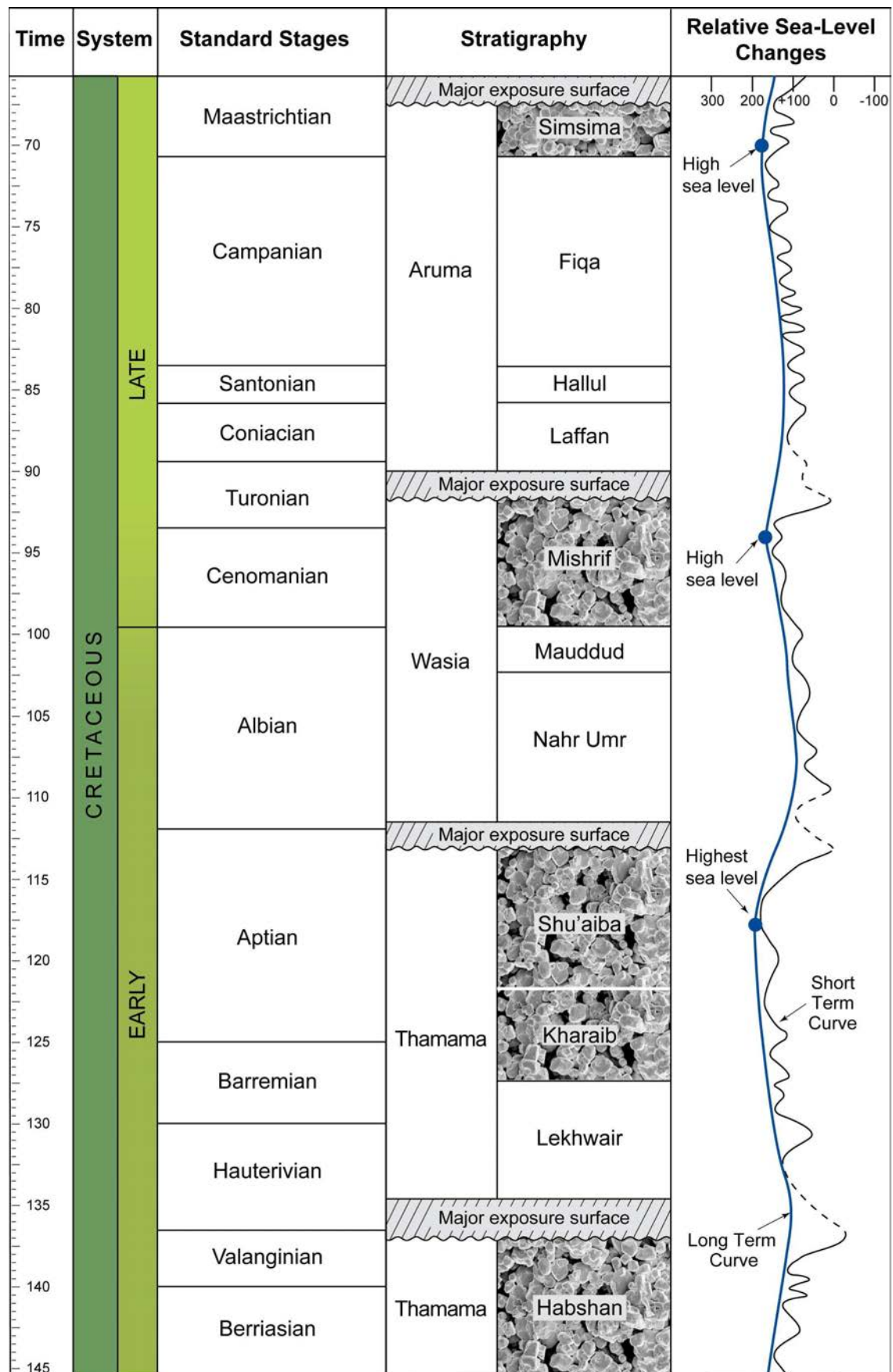


Figure 6.7 : Distribution stratigraphique des formations microporeuses du Crétacé du Moyen Orient, en rapport avec les variations eustatiques et les surfaces d'émersion majeures. Charte stratigraphique et eustatique modifiées d'après Haq & Al-Qahtani (2005).

Ces formations microporeuses sont toutes limitées à leur sommet par une discontinuité régionale associée à une émergence et à des circulations de fluides météoriques. Toutes ces discontinuités enregistrent de longues périodes de temps (plusieurs millions d'années de hiatus sédimentaire – Sharland *et al.*, 2001, 2004; Haq & Al-Qahtani, 2005). Les périodes de bas niveaux et de début de transgression sont liées à la mise en place des sédiments peu perméables utilisés comme couverture des réservoirs (*e.g.* Formations Nahr Umr et Laffan), et ne sont donc pas associées à des carbonates microporeux. La Formation Dammam de l'Eocène, déposée au cours du plus haut niveau marin enregistré depuis le début du Mésozoïque, est aussi coiffée par une discontinuité régionale (Sharland *et al.*, 2004; Volery *et al.*, 2009). A une échelle plus large, il est intéressant de noter que les formations microporeuses décrites dans le Jurassique (Tableau 6.1) au Moyen Orient (Formation Arab – Cantrell & Hagerty, 1999; Lambert *et al.*, 2006) et en Europe (Heasley *et al.*, 2000; Vincent *et al.*, 2004; Brigaud, 2009) sont localisées dans le Bathonien et dans l'intervalle Oxfordien-Tithonien qui correspondent tous deux à des périodes de haut niveau marin. Ces périodes sont aussi toujours affectées par des émergences intra-formationelles ou sommitales. En accord avec les travaux de Volery *et al.* (2009a), il apparaît ici que les dépôts de hauts niveaux marins relatifs coiffés par une émergence sommitale (ou intra-formationelle) peuvent potentiellement contenir des matrices micritiques microporeuses.

Il semble donc que la stabilisation précoce des matrices micritiques en domaine météorique sous faible enfouissement soit à l'origine de nombreux réservoirs microporeux. Mais la question initialement posée demeure : des émergences précoces sont-elles nécessaires à l'existence de carbonates néritiques microporeux enfouis ?

Les cas de stabilisations minéralogiques très précoces, à partir de fluides marins non confinés, sont relativement peu décrits dans les carbonates néritiques. Elles sont suspectées par Richard *et al.* (2007) dans les sédiments urgoniens (Barrémien-Aptien) du Jura où la lithification marine se ferait par la précipitation de micro-ciments dans l'espace poral, avec augmentation de la taille des particules micritiques. Cette lithification marine est décrite comme ayant précédé un *aggrading neomorphism* en domaine météorique. Les matrices micritiques ainsi formées sont compactes (microtexture anhédrale compacte). Des stabilisations précoces en milieu marin sont aussi suspectées par Vincent *et al.* (2004) dans l'Oxfordien-Kimméridgien du bassin de Paris. Il semble que ces stabilisations précoces à partir de fluides marins soient systématiquement à l'origine de micrites compactes, très peu poreuses et peu perméables (micrites anhédrales compactes – Chapitre 4). De telles micrites sont extrêmement rares dans le réservoir Guiriel (moins de 1% - Chapitre 4) et, en lien avec le modèle diagenétique proposé dans le Chapitre 5, une stabilisation minéralogique à l'interface eau-sédiment semble peu probable. Les micrites compactes observées dans les Formations Habshan des Emirats Arabes Unis (Deville de Periere *et al.*, *in press*) ou Mishrif d'Iraq (Lambert *et al.*, 2006) sont associées à une forte compaction, étroitement liée à la concentration en argiles et à une intense stylolitis. Dans ces réservoirs, une stabilisation des matrices

micritiques à partir de fluides marins ne paraît pas être le facteur prépondérant dans la formation des micrites compactes.

Les modèles les plus classiquement utilisés pour décrire la stabilisation des matrices micritiques à partir de fluides marins ou marins modifiés par l'enfouissement (modification de la température...) sont ceux proposés par Moshier (1989b) pour la Formation Shuaiba (Aptien) du Moyen-Orient (champ Sajaa, *onshore* E.A.U.) et d'Al-Aasm & Azmy (1996) dans le Dévonien du Canada. Ces modèles sont proposés pour des sédiments carbonatés n'ayant pas émergé précocement, donc n'ayant pas été soumis à des fluides météoriques. La stabilisation des matrices micritiques poly-minéralogiques (dominées par la LMC?) se ferait par dissolution des particules métastables (aragonite ou HMC) et reprécipitation locale du CaCO_3 dans des fluides non météoriques. Toutefois, Moshier (1989b) indique que des surcroissances calcitiques (phénomène d'*aggrading neomorphism* – Bathurst, 1975) ne se forment pas au cours de cette stabilisation. La transformation minéralogique se ferait sous un enfouissement faible à modéré (quelques centaines de mètres maximum) à partir de fluides marins modifiés par des interactions eau-roche au cours de l'enfouissement (Moshier, 1989b; Al-Aasm & Azmi, 1996). Le modèle proposé par Moshier (1989b) repose en partie sur l'absence d'observation de traces d'émersion et d'introduction de fluides météoriques précoces au niveau du sommet du Shuaiba. Pourtant, la fin de l'Aptien (Top Shuaiba) correspond à une grande chute eustatique, avec un niveau marin plus bas que celui du Turonien (Haq & Al-Qahtani, 2005), et une discontinuité régionale très importante (Murriss, 1980; Alsharhan, 1985; Sharland *et al.*, 2004) où une diagenèse météorique est mise en évidence par plusieurs études (*e.g.* Budd, 1989; Alsharhan, 1995; Al-Awar & Humphrey, 2000). Sans remettre en cause les travaux de Moshier (1989b), il convient donc de rester prudent quant à l'interprétation de la stabilisation durable de matrices micritiques polyminéralogiques à partir de fluides strictement marins.

Les observations sur le champ Guiriel (Chapitre 5) ont mis en évidence une importante diagenèse météorique liée à une émersion majeure au sommet du réservoir. Il a été démontré que les bioclastes aragonitiques n'étaient jamais préservés (dissolution moldique importante) et que la stabilisation de la matrice micritique semble précoce et liée à des fluides météoriques. Cette stabilisation des matrices en domaine météorique ne correspond donc pas au modèle proposé par Moshier (1989a,b). De plus, le modèle de stabilisation proposé par Moshier (1989a,b) induit que toute la série stabilisée baigne dans un aquifère. Il en résultera certainement une signature diagenétique et une stabilisation de la matrice homogènes à l'échelle du réservoir étudié (cristallométrie homogène pour les échantillons provenant d'environnement de dépôt différents, luminescence homogène, absence de ciment météorique...). Dans le cas du champ Guiriel, il a été mis en évidence que la dynamique de la nappe météorique jouait un rôle majeur sur la cimentation et la stabilisation des matrices micritiques, leur conférant une distribution hétérogène en termes de cristallométrie, luminescence....

En lien avec les différents modèles diagenétiques proposés dans la littérature et les observations portant sur le réservoir Guiriel, il semblerait donc qu'une stabilisation précoce en domaine météorique, sous des surfaces d'émersions, soit une condition nécessaire à la formation de matrices micritiques microporeuses à partir de boues carbonatées néritiques ayant été enfouies.

2.2. Lors d'une émergence, quels paramètres extrinsèques influencent l'hétérogénéité spatiale de la microporosité dans un réservoir carbonaté?

Il a souvent été mis en évidence que le réseau poreux des systèmes carbonatés évoluait au cours des émergences (*e.g.* Esteban & Klappa, 1983; Burchette & Wright, 1993; Saller *et al.*, 1994; Budd *et al.*, 2002; Heydari, 2003). De plus, un partitionnement spatial entre dissolution, cimentation et néomorphisme s'opère nécessairement lorsqu'une série néritique fraîchement déposée est soumise à une émergence. Ce partitionnement est parfois documenté à l'échelle des allochems et des ciments, que cela soit dans les séries récentes ou anciennes (Moore, 2001), mais il demeure peu abordé à l'échelle des particules micritiques. Il s'agit d'un phénomène majeur pour la compréhension de l'évolution des réservoirs (Saller *et al.*, 1994). En effet, à l'échelle des allochems et des ciments, il est connu que trois facteurs extrinsèques, non liés à la nature du sédiment carbonaté, influent sur la distribution des zones où la diagenèse météorique entraînera plutôt une diminution de la porosité (par cimentation) et des zones où elle entraînera plutôt une création de porosité par dissolution (Choquette & Pray, 1970; Benito *et al.*, 2001; Moore, 2001; Whitaker & Smart, 2007). Ces trois facteurs sont : (1) le climat lors de l'émergence, et plus particulièrement l'aridité, (2) la durée de l'émergence; (3) l'amplitude de la chute du niveau de base (quelque soit son origine, tectonique ou eustatique). L'influence de ces trois facteurs étant essentielle pour la compréhension de la distribution spatiale des propriétés réservoirs, ceux-ci sont ici examinés dans le cas du champ Guiriel puis dans le cas d'autres réservoirs (ou analogues) microporeux. Les processus mis en jeu affectent l'ensemble des pores du réseau, quelque soit leur origine et leur taille (Melim *et al.*, 2001). Il est donc possible de faire l'analogie entre les phénomènes affectant la macroporosité (dissolution, cimentation...) et ceux agissant sur la stabilisation des micrites et donc la formation/augmentation/préservation de la microporosité, tant dans la zone vadose que dans la zone phréatique.

2.2.1 Influence du climat

Dans le cas des séries carbonatées minéralogiquement immatures, la dissolution et la stabilisation des matrices micritiques sont en partie contrôlées par la minéralogie des particules et donc la solubilité des différentes phases (James & Choquette, 1984) : l'aragonite et la HMC étant plus solubles que la LMC

dans des conditions de température et de $p\text{CO}_2$ "normales". L'augmentation de la $p\text{CO}_2$ (par exemple en lien avec l'augmentation de la température en période de *Greenhouse*) va engendrer l'augmentation de la solubilité de l'ensemble des polymorphes du CaCO_3 (Whitaker & Smart, 2007).

L'aridité du climat est aussi un facteur très important pour la diagenèse météorique. En effet, c'est le volume des précipitations qui va induire le volume de fluide météorique disponible, contrôler la recharge météorique de l'aquifère et les temps de résidence des fluides au sein des sédiments, induire ou non la formation de sols et d'acides organiques d'origine pédologique. Seul un climat humide ou relativement humide permettra la mise en place d'une épaisse zone phréatique météorique (*e.g.* Saller *et al.*, 1994). James & Choquette (1984) mettent aussi en évidence que l'aridité du climat est responsable de la préservation des différents polymorphes du CaCO_3 : en climat aride l'aragonite et la HMC pourront être partiellement préservées (au moins dans la zone vadose), tandis qu'en climat humide seule la LMC sera préservée dans la zone vadose et dans la partie active de la zone phréatique météorique.

Dans le cas du réservoir Guiriel, il a été mis en évidence que le climat lors du long hiatus de la TMU a certainement évolué d'un pôle aride ou semi aride vers un pôle plus humide (Chapitres 1, 2 et 5). Ce contexte a permis la mise en place (progressive?) de sols et d'un aquifère météorique très épais (voir Chapitre 5 pour les transformations diagenétiques qui ont eu lieu dans cet aquifère).

La préservation de l'aragonite dans les sédiments est généralement considérée comme un facteur favorisant la formation de matrices micritiques compactes (Volery *et al.*, 2010b). Il apparaît donc qu'une émergence sous climat aride, permettant la préservation de HMC et d'aragonite au début de l'enfouissement d'une série néritique, pourrait être un facteur défavorable à la préservation de microporosité sous un enfouissement plus important.

2.2.2 Influence de l'amplitude de la chute du niveau de base et de la durée de l'émergence

Lors d'une émergence de carbonates néritiques fraîchement déposés, la dissolution de l'aragonite (et à un degré moindre de la HMC) est généralement considérée comme la source principale de Ca^{2+} et CO_3^{2-} pour la formation de LMC météorique (Friedman, 1964; James & Choquette, 1984; Budd, 1988; Wallace *et al.*, 1991; Melim *et al.*, 2002; Whitaker & Smart, 2007). Cette dissolution peut avoir lieu dans la zone phréatique et dans la zone vadose. La précipitation de LMC peut avoir lieu *in-situ*, pratiquement là où s'effectue la dissolution, ou ailleurs après un transport *per descensum* et/ou latéral des ions (*e.g.* Purser, 1980; Dorobek, 1987; Meyers, 1991). Afin de décrire les phénomènes de stabilisation des matrices

micritiques en contexte météorique, il est utile de distinguer les processus agissants dans la zone vadose et ceux agissants dans la zone météorique phréatique.

Dans la zone vadose - Les processus de dissolution prédominent lorsque l'émersion est de longue durée et que le climat est humide à semi-aride, avec développement de sols. La boue carbonatée néritique fraîchement déposée étant encore très peu compactée, la dissolution météorique ne s'y manifeste pas, dans un premier temps, par la formation de karst mais par une diminution du nombre de particules (dissolution des fines particules d'aragonite et de HMC) et donc par une augmentation globale de la perméabilité de la matrice. Cette forte perméabilité entraîne un temps de résidence très court des fluides météoriques qui rejoignent rapidement la zone phréatique sous-jacente (Whitaker *et al.*, 2006). Pour autant, des précipitations de LMC (voir d'aragonite) ne sont pas exclues dans cette zone vadose (Purser, 1980; Moore, 2001; Whitaker & Smart, 2007). Elles peuvent former des ciments en ménisque, des ciments microstalactitiques, des calcrètes ou des surcroissances syntaxiales sur les cristaux de LMC initialement présents dans la boue. Ces derniers ciments syntaxiaux vadoses sont bien connus dans le cas de grosses surcroissances autour de fragments d'échinodermes. Elles sont moins documentées autour de petites particules de LMC, probablement en raison des difficultés techniques à observer ces très fines surcroissances syntaxiales. Dans le cas du champ Guiriel, où l'émersion a duré longtemps, il est possible que de telles mini-surcroissances syntaxiales vadoses autour des particules de LMC soit en partie responsable de l'augmentation de la cristallométrie des micrites au niveau de l'ancienne zone vadose.

Dans la zone phréatique météorique - Malgré les possibles micro-cimentations syntaxiales dans la boue située en zone vadose, il est vraisemblable qu'au cours du temps une large partie des ions Ca^{2+} et CO_3^{2-} issus de la dissolution de l'aragonite et de la HMC soit exportée verticalement, puis éventuellement latéralement, dans la zone phréatique météorique sous-jacente. Par exemple, Moore (2001) suggère que sous une surface d'émersion régionale, la dissolution de l'aragonite dans la zone de recharge permet la mise en place de la cimentation calcitique plus en aval dans l'aquifère. Les fluides vont progressivement devenir de plus en plus saturés vis-à-vis de la LMC, (Friedman, 1964; Longman, 1980; James & Choquette, 1984; Horbury & Adams, 1989; Whitaker & Smart, 2007...). Dans la zone phréatique, l'intensité de la cimentation va dépendre en partie de la circulation des fluides au sein de l'aquifère (Purser, 1980), et de leur saturation en CaCO_3 . Si les vitesses d'écoulement sont rapides (zone active), la cimentation est importante (Longman, 1980); tandis que si l'écoulement est lent, la cimentation sera réduite et les processus de néomorphisme, plus lents, pourront avoir lieu. Dans les carbonates récents, il a été calculé que la stabilisation de l'aragonite et de la HMC en LMC se fait en quelques dizaines ou centaines de milliers d'années dans la zone météorique phréatique (Halley & Harris, 1979; Budd, 1988; Vacher *et al.*, 1990), tandis qu'il s'agit d'un processus beaucoup plus lent, plusieurs centaines de milliers d'années, dans la zone vadose où le temps de résidence des fluides est beaucoup plus court (Saller, 1984; Moore, 2001). De fait, la durée de l'émersion a un grand impact sur la structuration des réservoirs et

l'évolution des propriétés pétrophysiques (Sattler *et al.*, 2005). Saller *et al.* (1994) montrent par exemple que la macroporosité associée à des émergences de courte durée (entre 10000 et 40000 ans) est généralement plus importante que celle associée à des temps d'émergence supérieurs au million d'années. Les émergences longues induisent donc généralement beaucoup de cimentation dans la zone phréatique. Selon Volery *et al.* (2009, 2010a,b), la formation et la préservation de la microporosité dans la zone phréatique météorique seraient alors favorisées par des émergences de courte durée, induisant des temps de résidence relativement courts des fluides météoriques. Dans la partie inférieure de la zone phréatique météorique, chimiquement moins active, l'aragonite pourrait être préservée (si l'émergence ne dure pas trop longtemps et si le climat n'est pas trop humide) jusqu'au début de la diagenèse d'enfouissement, favorisant par la suite les processus de dissolution-reprécipitation sous contrainte, donc la formation de microtextures anhédras compactes ou fusionnées (non microporeuses).

L'exemple décrit par Volery *et al.* (2010b) pour les carbonates microporeux de l'Urgonien du Jura (coupe de Bellegarde) montre une stabilisation météorique précoce de la boue carbonatée. Ces boues se sont déposées dans un lagon ou en domaine intertidal au cours du Valanginien supérieur (zone à *Ligatus* et base de la zone à *Balearis*). Godet *et al.* (2008) indique que la zone à *Balearis* marque le début de conditions plus humides sur la plate-forme carbonatée. Les sédiments s'organisent selon une succession de séquences à haute fréquence dont l'ordre (ou la durée) n'est pas précisé. Chacune de ces séquences de dépôt se termine par une émergence suggérée notamment par des fentes de dessiccation ou des *fenestrae*. Dans ce modèle, Volery *et al.* (2010b) interprètent les niveaux microporeux comme le résultat d'une stabilisation météorique dans la partie supérieure (zone active) de la nappe phréatique météorique, sur des épaisseurs variant entre 2 et 5 mètres. A l'inverse, les niveaux de micrites *tight* sont localisés soit sous ces zones actives, soit juste sous les limites de séquences émergives où elles correspondraient à d'anciennes zones vadoses. L'épaisseur de ces anciennes zones vadoses serait comprise entre 20 centimètres et 4,5 mètres (après compaction).

Contrairement au modèle de l'Urgonien de Bellegarde évoqué ci-dessus, le réservoir Guiriel fut affecté par une longue émergence (plusieurs millions d'années) induisant une diagenèse météorique importante. Dans ce réservoir, il a été montré (chapitre 5) que la stabilisation minéralogique des matrices micritiques avait eu lieu dans des zones vadoses et phréatiques météoriques beaucoup plus épaisses, en raison d'une chute du niveau de base ayant probablement dépassée 30 mètres. A Guiriel, les matrices microporeuses existent presque partout, et pas seulement au toit de l'ancienne zone phréatique météorique. Les micrites les plus grossières (cristallométrie supérieure à 2 μ m) avec les meilleures perméabilités sont d'ailleurs localisées au niveau de l'ancienne zone vadose, rendant le modèle très différent de celui proposé par Volery *et al.* (2010b). Cette différence s'explique notamment par des temps de résidence beaucoup plus importants des fluides météoriques dans le sédiment, favorisant des micro-surcroissances syntaxiales dans la zone vadose et n'épargnant aucune particule de HMC et d'aragonite des processus de néomorphisme et de dissolution.

La confrontation de ces deux modèles montre que l'amplitude de la chute du niveau de base, la durée de l'émersion et le climat sont des paramètres clés pour la compartimentalisation des réservoirs microporeux. Une émersion relativement courte associée à une faible amplitude de la chute du niveau de base et un climat modérément humide s'accompagnera de temps de résidence courts des fluides météoriques, entraînant une très forte différence entre le sommet de la zone phréatique météorique (microporeuse) et la zone vadose qui pourra devenir *tight* lors de la diagenèse d'enfouissement. A l'inverse, une émersion de longue durée avec de fortes amplitudes de variations du niveau de base, même sous climat semi-aride, favorisera des temps de résidence plus longs des fluides météoriques et une stabilisation "complète" des matrices des zones vadoses et phréatiques météoriques. Les microtextures microporeuses acquises précocement sur des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres, mais sous une faible contrainte lithostatique, pourront alors (éventuellement) perdurer pendant l'enfouissement de la série.

Le développement de microporosité dans la matrice micritique ("*chalky porosity*") apparaît comme un processus précoce, intimement lié à l'introduction de fluides météoriques dans des sédiments minéralogiquement immatures. La stabilisation précoce des boues carbonatées en matrices micritiques lithifiées implique donc une acquisition rapide des qualités réservoirs et une détermination précoce de la compartimentalisation entre des intervalles microporeux et compacts (Saller *et al.*, 1994; Volery *et al.*, 2010a,b).

3. Quelle est l'influence de la diagenèse tardive sur la préservation de la microporosité?

L'évolution diagenétique et pétrophysique des carbonates microporeux ne s'arrête évidemment pas au moment où les couvertures sédimentaires se mettent en place, et l'impact des processus tardifs de compaction, de cimentation et surtout de dissolution vont être ici discutés.

3.1. Des dissolutions tardives peuvent-elles recréer ou améliorer la microporosité?

La dissolution des carbonates au cours de l'enfouissement a été décrite tant pour les carbonates granulaires (*e.g.* Mazullo et Harris, 1992; Esteban & Taberner, 2003; Sattler *et al.*, 2004; Beavington-Penney *et al.*, 2008; Jin *et al.*, 2009) que dans les niveaux boueux et microporeux (*e.g.* Arh, 1989; Dravis, 1989; Moshier, 1989b; Cantrell & Hagerty, 1999; Lambert *et al.*, 2006; Volery *et al.*, 2010). Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer l'origine des fluides agressifs (capables de dissoudre la

LMC) permettant la dissolution mésogénétique (voir Chapitre 5, paragraphe 2.1.12 pour les différentes hypothèses expliquant l'origine de ces dissolutions). Toutefois il est souvent proposé qu'une telle dissolution tardive observée dans les réservoirs à hydrocarbures est liée à la circulation d'acides organiques précédant ou accompagnant la migration des premiers hydrocarbures (*e.g.* Lambert *et al.*, 2006 – Fig. 6.8).

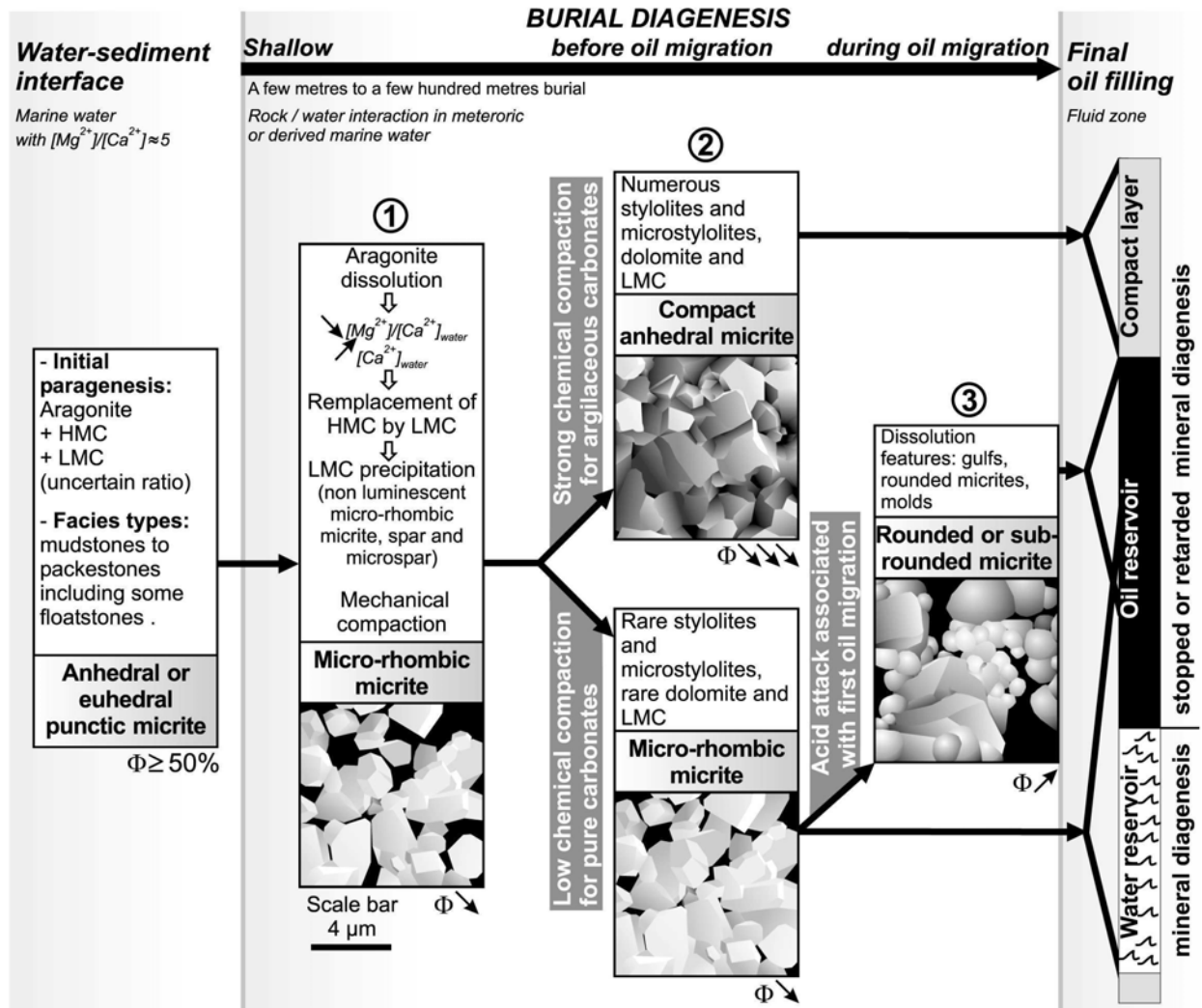


Figure 6.8 : Evolution des matrices micritiques au cours de l'enfouissement et compartimentalisation des calcaires micritiques (compact Vs microporeux) pour la Formation Mishrif d'Irak (Lambert *et al.*, 2006).

A l'échelle de la matrice micritique (mais non à l'échelle individuelle des particules micritiques), cette dissolution tardive, sous enfouissement, est souvent prouvée en bordure des stylolites ou des fractures tardives (*e.g.* Moshier, 1989b, Al-Aazm & Azmy, 1996) comme c'est localement le cas dans le réservoir Guiriel. Moshier (1989b) et Lambert (2004) signalent que la dissolution de certaines particules micritiques peut former des micro-chenaux au sein de la matrice, améliorant la microporosité et la perméabilité de certains réservoirs carbonatés microporeux. A l'échelle des particules micritiques les

dissolutions mésogénétiques semblent être responsables de la forme arrondie à subarrondie des cristaux, présentant aussi des contacts punctiques à subpunctiques et la formation de "ponts" micritiques entre les cristaux (Lambert *et al.*, 2006; da Silva *et al.*, 2009). Une telle dissolution de la périphérie des cristaux a aussi été observée par Moshier (1989b) dans la Formation Shuaiba.

Dans les réservoirs carbonatés (microporeux ou non), se pose le problème de la quantification de cette dissolution tardive, et ainsi de son impact sur les qualités réservoirs. Toutefois, dans les sédiments Mishrif d'Irak, Lambert (2004) indique que les faciès dissous ont une porosité supérieure d'environ 10% (en moyenne) que les faciès non dissous. De la même manière, contraindre la distribution spatiale de la dissolution tardive est compliqué. A l'échelle de la lame mince, il est possible de faire la différence entre les différentes phases de dissolution (précoce ou tardive) en lien avec la cimentation de la porosité secondaire, il paraît difficile de contraindre la distribution spatiale de cette dernière phase de dissolution, et son impact sur la formation des drains du réservoir.

De telles dissolutions à l'échelle de la micrite peuvent améliorer un réseau poreux préexistant. Cependant dans le cas des matrices compactes (micrites anhédrales compactes ou fusionnées), les fluides ne peuvent percoler, empêchant ainsi les processus de dissolution des particules les micro-dissolutions. Il apparaît alors que la dissolution mésogénétique ne peut a priori pas créer de microporosité au cours de l'enfouissement.

3.2. Quels processus physiques ou chimiques peuvent aider au maintien de la microporosité au cours de l'enfouissement?

Dans les réservoirs carbonatés, microporeux ou microporeux, plusieurs facteurs peuvent favoriser le maintien des qualités réservoirs au cours de l'enfouissement. Ainsi, dans les réservoirs crayeux de la Mer du Nord, la microporosité est préservée au-delà de 2000 mètres de profondeur (Fig.6.9) grâce notamment à deux processus : soit (1) des surpressions fluides qui inhibent la stylolisation et la micro-stylolisation (Mallon & Swarbrick, 2002, 2008; Hjuler & Fabricius, 2009), soit (2) soit un remplissage en gaz ou en huile survenant à des profondeurs modérées, avant que les processus de pression-dissolution/précipitation ne soient trop développés (e.g. Brasher & Vagle, 1996; Hjuler & Fabricius, 2009).

Pour les sédiments de la Formation Mishrif étudiés dans ce travail, l'existence de suppressions fluides, actuelles ou passées, ne sont pas avérées. Cependant, dans plusieurs forages, la matrice micritique est affectée par de nombreuses microfractures non cimentées à partir desquelles les hydrocarbures ont pu diffuser. L'origine des ces fractures est mal contrainte, et une origine liée à des surpressions fluides ne peut être écartée. Il a aussi été mis en évidence que la migration des hydrocarbures dans le réservoir

Guiriel était un phénomène assez tardif, postérieur à la formation des stylolites. La préservation des qualités réservoirs ne semble donc pas liée à la présence précoce d'huile dans le réseau poreux.

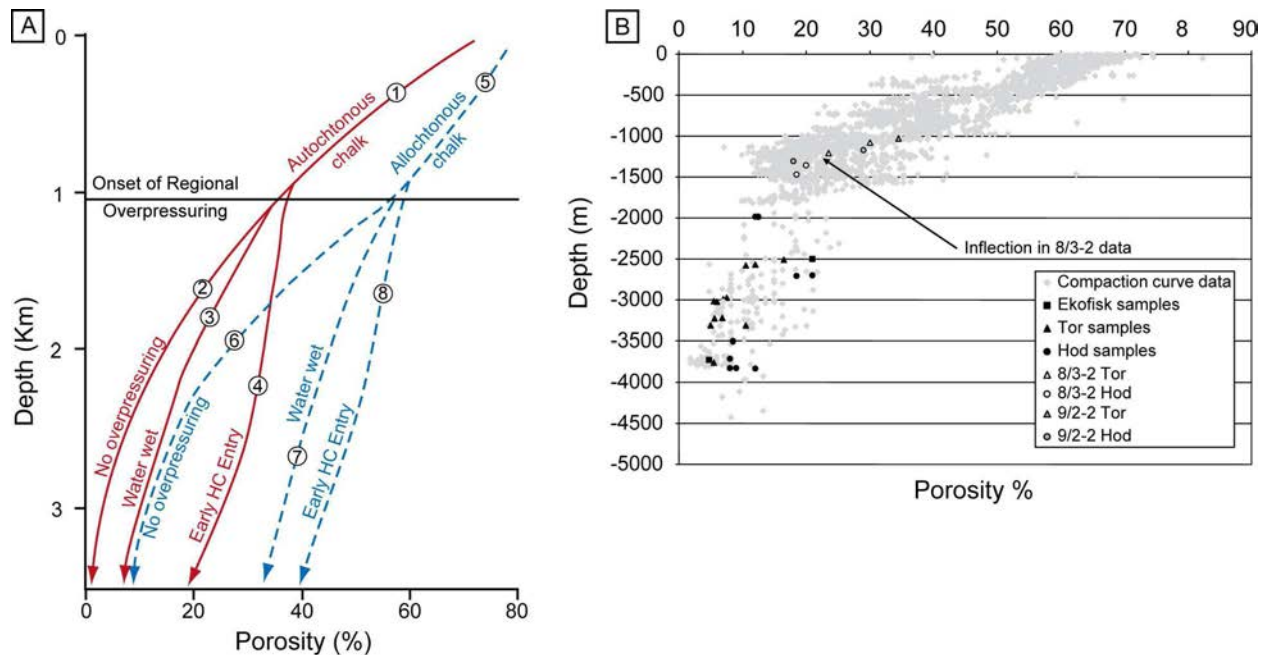


Figure 6.9 : Evolution de la porosité des réservoirs crayeux de Mer du Nord au cours de l'enfouissement. (A) Modèle général de diminution de la porosité; modifié d'après Brasher & Vagle (1996). (B) Diminution de la porosité mise en évidence par Mallon & Swarbrick (2008).

Dans le réservoir Guiriel, la séquence diagenétique liée à la diagenèse d'enfouissement est extrêmement simple et homogène (Chapitre 5) en comparaison avec d'autres réservoirs enfouis ou ayant été enfouis (e.g. Lambert, 2004; Beavington-Penney et al., 2008; Brigaud et al., 2009; Lerouge et al., 2011; Champagne, *com. pers.*). L'absence de nombreuses phases de cimentation (calcitique ou dolomitique), de TSR, de BSR... indique clairement une diagenèse minérale limitée lors de l'enfouissement, avec par exemple une seule phase de cimentation calcitique. Ceci indique qu'après le dépôt de la Formation Laffan (couverture du réservoir Guiriel), l'introduction de fluides dans le réservoir a été très limitée voir inexistante (dans ce cas la précipitation des calcites C2 pourrait être uniquement alimentée par la compaction des matrices stabilisées précocement) et va ainsi inhiber les échanges ioniques et les interactions eau-roche. Un système clos tel que celui du champ Guiriel pourra donc permettre la préservation de la microporosité au cours de l'enfouissement jusqu'à la mise en charge par les hydrocarbures.

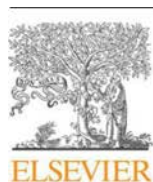
Chapitre 7

Vers un *rock-typing* interprétatif des réservoirs carbonatés microporeux du Moyen-Orient

Conservons par la sagesse ce que nous avons acquis par enthousiasme.
Condorcet

Ce dernier chapitre est présenté sous forme d'un article scientifique *in press* dans la revue *Marine and Petroleum Geology*. Cet article propose un *rock-typing* des matrices micritiques du crétacé du Moyen Orient, en lien avec l'évolution sédimento-diagénétique des micrites. Des différences entre cet article (soumis pour la première fois en Juin 2010) et le présent manuscrit de thèse. Il s'agit en particulier de différences dans les faciès de la Formation Mishrif (et leurs interprétation en environnements de dépôt), et dans la séquence diagénétique. La différence principale réside dans la présence (dans l'article) d'une phase de cimentation calcitique notée C3 qui n'existe plus dans le chapitre 5 de cette thèse. En effet, après avoir observé de nouveaux échantillons (colorations, cathodoluminescence) il s'est avéré qu'il n'existait en fait qu'une seule phase de ciments de blocage, noté C2 dans le chapitre 5, et ubiquiste dans le réservoir. Les principaux résultats de cet article sont repris dans le résumé de l'article ci-dessous traduit en français.

Dans les réservoirs carbonatés crétacés du Moyen-Orient, la microporosité est une part très importante de la porosité totale. Dans ces sédiments microporeux, la porosité est modérée à excellente (jusqu'à 35%), tandis que la perméabilité est faible à modérée (jusqu'à 190mD). Les calcaires micritiques peuvent aussi former des niveaux denses avec des très faibles valeurs de porosité et de perméabilité. Les échantillons micritiques ont été pris dans trois réservoirs localisés dans les Formations Habshan et Mishrif, afin d'examiner les relations spatiales entre leur porosité, perméabilité et leur distribution des rayons de seuil de pores (PTR). Pour les particules micritiques, deux paramètres clés ont pu être étudiés à l'aide d'un microscope électronique à balayage : leur morphologie (forme et type de contacts intercristallins), et leur cristallométrie. Les résultats montrent que ces matrices micritiques peuvent être subdivisées en trois classes pétrophysiques. La Classe C (calcaires strictement microporeux avec des micrites grossières à contacts punctiques à partiellement coalescents) est composée de particules grossières (<2µm) polyhédrales à arrondies, et possède des valeurs de porosité bonnes à excellentes (8-28%), des valeurs de perméabilité faibles à modérées (0,2–190mD), et des PTR supérieurs à 0,5µm. Cette Classe C est généralement observée dans les shoals à rudistes où un hydrodynamisme assez important défavorise le dépôts des plus petits cristaux. Elle est aussi développée dans d'anciennes zones de lessivages météoriques situés sous des surfaces d'émersions. La Classe F (calcaires strictement microporeux avec des micrites fines à contacts punctiques à partiellement coalescents) est composée de particules fines (<2µm) polyhédrales à arrondies, et possède des valeurs de porosité bonnes à excellentes (5-35%), des valeurs de perméabilité toujours sous les 10mD, et des PTR inférieurs à 0,5µm. Elle est souvent observée dans les environnements de plate-forme interne. La Classe D (calcaires strictement microporeux avec des micrites anhédrales compactes à fusionnées) est formée par des cristaux subhédraux à anhédraux aux contacts suturés, formant une matrice très dense. Cette Classe présente des porosités et des perméabilités très faibles. Elle est uniquement observée dans les sédiments boueux de plate-forme interne et forme des niveaux inter-réservoirs ou des couvertures sédimentaire, en lien direct avec des stylolites et une argilosité qui peut excéder 10%.



MORPHOMETRY OF MICRITE PARTICLES IN CRETACEOUS MICROPOROUS LIMESTONES OF THE MIDDLE EAST: INFLUENCE ON RESERVOIR PROPERTIES

Matthieu DEVILLE de PERIERE ^{1*}; Christophe DURLET ¹; Emmanuelle VENNIN ¹; Laurent LAMBERT ²; Raphael BOURILLOT ^{1,3}; Bruno CALINE ² & Emmanuelle POLI ²

1. CNRS, U.M.R. 5561 Biogéosciences, Université de Bourgogne – 6, Bd. Gabriel - 21000 Dijon – France

2. Total CSTJF – Avenue Larribeau – 64000 Pau - France

3. Institut EGID, Université Bordeaux 3 – 1, allée Daguin – 33607 Pessac – France

Abstract

Microporosity may account for a significant part of the total porosity of Cretaceous limestone reservoirs of the Middle East. In these microporous facies porosity is moderate to excellent (up to 35%) while permeability is poor to moderate (up to 190 mD). Micritic limestones also may form dense layers with very low porosity and permeability values. Micritic samples were collected from three fields of the Habshan and Mishrif Formations, to examine the spatial relationship with their porosity, permeability and pore throat radius distributions. Two key parameters of the micritic particles are studied using scanning electron microscopy: their morphology (shape and inter-crystal contacts), and their crystallometry.

Results reveal that micrite matrixes can be subdivided into three petrophysical classes. Class C (strictly microporous limestones with coarse punctic-to-partially coalescent micrites) is made up of coarse (>2µm) polyhedral to rounded micritic crystals, it has good to excellent porosity (8–28%), poor to moderate permeability (0.2–190mD) and a mean pore threshold radius of more than 0.5µm. The class C is usually observed in rudist shoal facies where relatively high hydrodynamic energy disfavoured deposition of the finer micritic crystals. It also developed within meteoric leaching intervals below exposure surfaces. Class F (strictly microporous limestones with fine punctic-to-partially coalescent micrites) is composed of fine (<2µm) polyhedral to rounded micrites with poor to excellent porosity (3–35%), but permeability values of less than 10 mD and a mean pore threshold radius of less than 0.5µm. It is mostly observed in sediments deposited in a low energy muddy inner platform setting. Class D (strictly microporous mud-dominated facies with compact anhedral to fused dense micrites) comprises subhedral to anhedral crystals with sutured contacts forming a dense matrix. It has very low porosity and permeability. Class D is only

found in low energy muddy inner platform facies and forms inter-reservoir or caps rock layers in close association with stylolites and clay contents that usually exceed 10%.

Key words: Cretaceous, Middle East, Carbonates, Micrite, Microporosity, Permeability.

1. Introduction

The wide range of porosity types in limestones (Lucia, 1995; Smith et al., 2003; Lønøy, 2006; Ehrenberg et al., 2008; Hollis et al., 2010) implies a complex distribution of fluid flow properties, e.g. porosity, permeability, water saturation. An understanding of the main parameters controlling reservoir properties is essential for rock-typing studies and for hydrocarbon exploration and production (Lucia, 1995; Ferket et al., 2003).

About 50% of the Middle East's oil reserves are in Cretaceous limestones (Nurmi & Standen, 1997; Ehrenberg et al., 2008) and a significant proportion of these reservoirs contain thick microporous intervals (Wilson, 1975; Moshier, 1989a.; Budd, 1989; Smith et al., 2003). In these limestones, inter-crystalline micropores (pore diameter $<10\mu\text{m}$ as defined by Cantrell & Hagerty, 1999 or Lønøy, 2006) occur in a lithified matrix composed essentially of microcrystalline calcite particles ('micrite', Folk, 1962). These micropores display specific log responses (e.g. gamma ray, sonic, resistivity) and have a major influence on petrophysical properties and oil recovery because capillary forces are strong and irreducible water common (Pittman, 1971; Cantrell & Hagerty, 1999; Trabesli & Beg, 2000; Smith et al., 2003; Richard et al., 2007; Fournier & Borgomano, 2009; Maliva et al., 2009; Vincent et al., *in press*). Because their comparatively low porosity and permeability make water/oil saturation/recovery difficult to predict and achieve (Kiecke & Hartmann, 1974; Petricola et al., 2002; Ahr et al., 2005; Mallon & Swarbrick, 2008), microporous limestones have until now received less attention than coarser macroporous limestones. Accordingly, factors controlling the spatial distribution of fluids remain poorly understood (Lambert et al., 2006; Richard et al., 2007; Maliva et al., 2009; da Silva et al., 2009; Volery et al., 2009; 2010a, 2010b).

Since the pioneering studies of Friedman (1964) and Loreau (1972), several classifications of micrite matrixes have been proposed for ancient limestones (Table 1) and experimental calcites (García-Carmona et al., 2003; Domingo et al., 2004) based mainly on particle morphology. Generally these studies also provide petrophysical ranges associated with micrite morphologies. However, they paid little attention to the detailed relationship between matrix microtextures (particle shape and size) and reservoir properties. Morphological classifications (partly related to the porosity and permeability of the mud-dominated facies) of the matrixes of Cretaceous Middle East reservoirs have been proposed by Moshier (1989b), Budd (1989) and Lambert et al. (2006).

Authors	Formation or location	Age	Micritic microtextures	Crystallometry	Phi-k range
Loreau (1972)	Tonnerre Limestones (France)	Oxfordian - Kimmeridgian	Anhedral/Subhedral/Euhedral	0.1 to 3µm	-
Humbert (1976)	Paris basin	Oxfordian	1A, 1B, 2A, 2B, C, 4A, 4B, 5A, 5B, 6, 7A, 7B, 8A, 8B, 9.	0.3 to 2µm	-
Negra & Loreau (1988)	Merfeg Fm. (Tunisia)	Upper Senonian	Anhedral/Subhedral	1 to 4µm	-
Ahr (1989)**	Cotton Valley Limestones - Texas	Upper Jurassic	Microthombic	-	Phi: up to 20% k: up to 10mD
Budd (1989)**	Kharaib/Shuaiba Fm. – Middle-East	Barremian/Aptian	Euhedral/Microrhombic	3-7µm	Phi: up to 20% k: up to 3mD
Kaldi (1989)**	Kee Scarp Reefs (Canada)	Mid-Upper Devonian	Microrhombic	4-10µm	-
Moshier (1989b)**	Shuaiba Fm. – Middle-East	Aptian	Non porous crystal mosaic Porous crystal mosaic Blocky crystal framework	1-30µm (av. 4.2) 0.5-18µm (av. 5.2) 0.1-68µm (av. 5.7)	Phi: <5% Phi: 12-25% Phi: 10-30%
Perkins (1989)**	Edwards Reef trend - Texas	Lower Cretaceous	Anhedral/Microrhombic	-	Phi: average 5% k: average 0.1mD
Lasemi & Sandberg (1993)	Florida, Bahamas, Mexico, Italy	Oligocene to Pleistocene	Euhedral to amoebal	1 to 9µm	-
Joachimski (1994)	French & Swiss Jura mountains	Portlandian – Lower Berriasian	Anhedral	Up to 4.2µm	-
Al-Aasm & Azmy (1996)**	Kee Scarp Reefs (Canada)	Mid-Upper Devonian	Anhedral/Subhedral/Microrhombic	2 to 6µm	Phi: up to 15% k: less than 5mD
Wright et al. (1997)	Madrid Basin - Spain	Late Miocene	Anhedral to euhedral	0.9 - 1.22µm (Av)	-
Marzouk et al. (1998)**	Arab Fm. – Thamama (U.A.E.)	Upper Jurassic to Lower Cretaceous	Micrite crystal/Micrite particles	Up to 20µm	-
Cantrell & Hagerty (1999)**	Arab Fm. – Saudi Arabia	Tithonian - Kimmeridgian	Subhedral	1-10µm	Phi: up to 15% k: up to 13mD
Lambert et al. (2006)**	Arab D – U.A.E. Kharaib – U.A.E. Mishrif - Iraq	Tithonian – Kimmeridgian Barremian Cenomanian	Rounded/Subrounded/Anhedral compact	2-5µm	Phi: up to 30% k: up to 200mD
Richard et al. (2007)	Urgonian - France	Barremian - Aptian	Anhedral/Subhedral/Euhedral	Average: 3 to 5µm	Phi: up to 24.5% k: up to 410mD
Munnecke et al. (2008)	Solnhofen plattenkalk	Tithonian	-	Average 2.5 to 3.6µm	Phi: 7-27%

Fournier & Borgomano (2009)**	Southeast France	Late Cretaceous	Anhedral compact/Euhedral microhombic/Acicular/Subhedral Rounded	0.5 to 2µm	Phi: up to 48%
Da Silva et al. (2009)	Pyrénées mountains- Spain	Mid-Paleocene	Anhedral/Rounded/ Microhombic	-	Phi: 4-34% k: 1.8-699mD
Volery et al. (2009)	Madrid Basin (Spain)	Late Miocene	Tight: Serrate/Meshed Microporous: Rhombic	<4µm Up to 10µm	Phi: 8-18% k: 0.02-5.62mD Phi: 23-36% k: 23-1,516mD
Volery et al. (2010)	French Jura Mountains	Urgonian (late Hauterivian – early Aptian	Tight: Serrate/Meshed/Coalescent Microporous: Rhombic	Up to 5µm	Phi: 1.3 – 4.9% k: 0.01 – 1.8mD Phi: 3.6 – 24.6% k: 0.01 – 12.7mD Phi:15-20% k:0.2-0.8mD Phi: 2-4% K:<0.001mD
Brigaud et al. (2010)**	Paris Basin	Bathonian	Sub-rounded / Subhedral Anhedral	-	
Cox et al. (2010)**	Kharaib – U.A.E.	Hauterivian - Barremian	Compact anhedral Subhedral – Euhedral microhombic	2-5µm 3-12µm	-
Deville de Periere et al. ** (<i>this study</i>)	Habshan (U.A.E.) Mishrif (Iraq & Qatar)	Berriasian – Valanginian Cenomanian – Early Turonian	Tight: Anhedral compact/Fused Porous: Rounded/Subrounded/Scaleno- Rhomboedral/Microhombic- Polyhedral/	1 – 4µm	Phi: <10% k: <1mD Phi: up to 30% k: up to 120mD

Table 7.1: Non exhaustive bibliographical synthesis of morphometric data available for micrite microtextures of ancient micrite-rich limestones around the world (studies with sub-surface data).**

This paper focuses on microtextures of micrite matrixes and aims to provide insight into variations in the reservoir properties of Cretaceous mud-dominated facies from the Middle East. Scanning electron microscope (SEM) observations and petrophysical measurements are combined here: (1) to classify micrite types (microtextures and crystallometry); (2) to characterize the distribution of microtextures in various reservoirs; (3) to identify the relationships between micrite morphometry and petrophysical data (e.g. porosity, permeability, pore throat radius distribution); and (4) to discuss the possible sedimentological and diagenetic origin of reservoir micrites or tight micrites.

2. Geologic settings

Two formations from the Cretaceous of the Middle East, that mainly contain microporous limestones, are investigated in this study: the Habshan Formation and the Mishrif Formation (Fig. 1). The samples studied come from three oil fields in the United Arab Emirates (Habshan, Reservoir 1), Iraq (Mishrif, Reservoir 2) and Qatar (Mishrif, Reservoir 3). The three fields are located on the Arabian platform tectonic province (Ehrenberg et al., 2008) and their productive oil reservoirs are buried at depths of 1200–3500 m.

2.1 The Habshan Formation

The Habshan Formation is of Berriasian to Valanginian age (Hassan et al., 1975; Connally & Scott, 1985; Alsharhan & Nairn, 1986). It includes numerous oil fields in the Arabian Gulf and particularly in the United Arab Emirates (Ehrenberg et al., 2008). Microporous mud-dominated limestones are very abundant in the Habshan reservoirs. They alternate with non-microporous mud-dominated limestones forming tight intervals, and poorly cemented grain-supported facies (packstones, grainstones and floatstones) forming the main drain levels. The sediments of the Habshan Formation were deposited on a low-energy carbonate ramp (Murriss, 1980; Alsharhan & Nairn, 1986; Alsharhan, 1989; Ziegler, 2001; Dickson et al., 2008 – Fig. 1). During the Late Valanginian, a high amplitude sea-level fall probably resulted in platform exposure and karstification with major consequences for the diagenesis and reservoir properties of underlying carbonate sediments (Read & Horbury, 1993).

In the field under study, most of the Reservoir 1 facies are composed primarily of *Bacinella*-rich floatstone with microporous matrix, and mouldic macroporosity (Table 2). The tight intervals are generally stylolite and clay-rich mudstones to wackestones with foraminifers and green algae (mostly dasycladaceans).

Other facies are coral floatstones, which may form either drain or tight intervals, depending on the abundance of the micrite matrix and on the relative development of blocky calcite cements. Reservoir and drain layers have porosity values of 5–35% and permeability values of 1–300mD. Tight intervals have low porosity (< 10%) and very low permeability (< 1 mD).

Facies	Bioclastic components	Taphonomy & Sedimentary Structures	Depositional environments	Reservoir properties	Micrite microtexture	Micrite crystallometry
H1 – Large benthic foraminifera-rich wackestone	Large benthic foraminifera (mostly agglutinated and miliolids), echinoderms, bivalves, green algae, sponge spicules, rare planktonic foraminifera, alcyonaria, <i>Bacinnella</i> and <i>Pseudocyclammina lituus</i> .	High fracturing of bioclasts, except large benthic foraminifera. Local erosion surfaces at the top of the deposits.	Inner platform Moderate to low energy Local storm induced deposits Paleodepth < 5-10m	Phi: 13 – 30% k: 0.2 – 35mD	Scaleno-Rhombohedral to Polyhedral	1.6 – 2.1µm
H2 – Peloidal, benthic foraminifera and <i>Bacinnella</i> grainstone	Large benthic foraminifera, <i>Bacinnella</i> , bivalves, ostracods.	High bioturbation.		Phi: 29 – 32% k: 20.5 – 70mD		
H3 – <i>Pseudocyclammina lituus</i> -rich wackestone	<i>Pseudocyclammina lituus</i> , other benthic and planktonic foraminifera, bivalves, echinoderms; gastropods, sponge spicules, rare ostracods.	High fracturing of bioclasts, except <i>Pseudocyclammina lituus</i> .		Phi: 1 – 15% k: 0.02 – 15mD	Polyhedral to Fused (mostly Anhedra compact)	1.7 – 2.6µm
H4 – Bioclastic and peloidal grainstone-floatstone	Bivalves, green algae, echinoderms, small benthic foraminifera, gastropods, rare alcyonaria.	High fracturing of all the bioclasts. Clay seams.		Phi: 2.9 – 5.6% k: 0.02 – 0.05mD		1.8 – 3.2µm
H5 – Laminated peloidal-bioclastic grainstone		High bioturbation. Grainy, well sorted, laminated deposits are intercalated in mud-supported sediments, with erosion surface at the base of the grainy deposits. Local thin clay seams.		Phi: 0.5 – 4.5% k: 0.03 – 0.06mD	Anhedra compact to Fused	2.3 – 3.05µm

Table 7.2: Classification of the facies observed in the Reservoir 1 (Habshan Formation), associated with petrophysical ranges (porosity and permeability) and micrite morphometry (microtextures and crystallometric ranges).

2.2 The Mishrif Formation

The Mishrif Formation is Cenomanian to Early Turonian in age (Alsharhan & Nairn, 1988; Sharland et al., 2001; Haq & Al-Qahtani, 2005). The sediments are deposited on a muddy inner platform with bioclastic rudist-rich shoals (Fig. 1). Sediments deposited in low-energy protected platform are mostly mud-dominated (Burchette, 1993; Aqrabi et al., 1998; Ziegler, 2001) with a moderate-to-high proportion of microporous matrix. Facies of Reservoirs 2 and 3 are detailed in Table 3. The bioclastic fraction of these muddy facies consists mainly of dissolved green algae (dacycladaceans), gastropods, echinoderms and benthic and planktonic foraminifers. Such mud-dominated facies form thick microporous intervals with relatively high porosity (up to 35 %), but variable low to moderate permeability (Al-Siddiqi & Dawe, 1999). In Reservoirs 2 and 3, the main drains are wackestones, floatstones and grainstones that occur in rudist-rich bioclastic shoals and back shoals. In the back shoal environment, the bioclastic fraction is composed mostly of numerous fragments of rudists, corals, echinoderms, dasycladaceans and large benthic foraminifers (e.g. *Praealveolina* sp; *Orbitolinella depressa*). The shoals are mainly

composed of accumulations of rudists (shells and debris) and echinoderms. The corresponding sediments may exhibit more than 20% porosity and permeability up to 1D related to interparticle, mouldic and vuggy, partially cemented, well connected macropores (Alsharhan & Nairn, 1993; Burchette, 1993; Aqrabi et al., 1998; Sadooni, 2005). Their spatial distribution is thought to reflect the aggrading and prograding trends of the third-to-fourth order depositional sequences (Burchette, 1993; Razin et al., 2010). Shoal distribution is also influenced by local uplifts associated with diapirism or basement highs (Burchette, 1993; Sadooni, 2005). In Reservoir 2 (Iraq), some dense stylolite and clay-rich (mostly illite and interstratified illite/smectite) intervals are observed (Lambert et al., 2006).

Facies	Bioclastic components	Taphonomy & Sedimentary Structures	Depositional environments	Reservoir properties	Micrite crystallometry
M1 – <i>Dukhanian</i> & miliolids wackestone	Benthic and planktonic foraminifera (miliolids, <i>Dukhanian</i> , <i>Praeaeveolina</i> , <i>Cycledomia</i> , <i>Nezzazata</i> , <i>Pseudolituonella</i> , <i>Hedgerbella</i>), echinoderms, bivalves, gastropods, green algae, ostracods, alcyonaria, sponge spicules, calcispheres.			Phi: 12.2 – 19.1% k: 0.09 – 16.1mD	1.25 – 2.53µm
M2 – Large benthic foraminifera wackestone	Benthic and planktonic foraminifera (miliolids, <i>Praeaeveolina</i> , <i>Broeckina</i> , <i>Dicyclina</i>), green algae, echinoderms, bivalves, solitary corals, alcyonaria.			Phi: 12.8 – 22.4% k: 1.4 – 4.18mD	1.7 – 3.2µm
M3 – Bioclastic mudstone–wackestone with echinoderms and planktonic foraminifera	Echinoderms, planktonic and benthic foraminifera (<i>Rotalia</i> , <i>Hedgerbella</i> , <i>Cycledomia</i> , <i>Praeaeveolina</i>), bivalves, ostracods, calcispheres.	Benthic and planktonic foraminifera are generally well preserved, whereas green algae, bivalves and gastropods are mostly found as fragments, indicating small reworking.	Protected inner platform Low to very low energy	Phi: 4.1 – 24.7% k: 0.5 – 38.4mD	1.14 – 2.9µm
M4 – Poorly bioclastic mudstone–wackestone	Bivalves, echinoderms, gastropods, green algae, alcyonaria, ostracods, sponge spicules, calcispheres, benthic & planktonic foraminifera (miliolids, <i>Praeaeveolina</i> , <i>Cycledomia</i> , <i>Orbitolinella</i> , <i>Rotalia</i>).		Local storm induced deposits	Phi: 6.9 – 30.4% k: 0.08 – 40.5mD	1.23 – 2.98µm
M5 – Green algae-rich wackestone–packstone	Green algae, echinoderms, benthic and planktonic foraminifera (miliolids, <i>Praeaeveolina</i> , <i>Cycledomia</i> , <i>Orbitolinella</i> , <i>Dukhanian</i> , <i>Nezzazata</i> , <i>Discorbis</i> , <i>Chrysalidina</i> , <i>Pseudolituonella</i> , <i>Chofatella</i> , <i>Nummofalotia</i> , <i>Edomia</i> , <i>Hedgerbella</i>), gastropods, bivalves, corals, ostracods, sponge spicules, serpulids, alcyonaria, calcispheres, very rare brachiopods	Intense bioturbation (mostly <i>Thalassinoides</i>) obliterate most of the sedimentary structures.	Paleodepth < 5–10m	Phi: 6.2 – 28.7% k: 0.06 – 280mD	1 – 2.59µm
M6 – <i>Praeaeveolina</i> wackestone	Benthic and planktonic foraminifera (<i>Praeaeveolina</i> , miliolids, <i>Orbitolinella</i> , <i>Cycledomia</i> , <i>Discorbis</i> , <i>Nummofalotia</i> , <i>Pseudolituonella</i> , <i>Biconcava</i> , <i>Rotalia</i>), green algae, echinoderms, gastropods, ostracods, sponge spicules, alcyonaria, calcispheres.			Phi: 5.2 – 35.4% k: 0.06 – 150.9mD	1 – 3.4µm
M7 – <i>Orbitolinella</i> wackestone	Benthic and planktonic foraminifera (<i>Orbitolinella</i> , <i>Praeaeveolina</i> , miliolids, <i>Cycledomia</i> , <i>Discorbis</i> , <i>Pseudolituonella</i> , <i>Edomia</i> , <i>Rotalia</i>), echinoderms, bivalves, gastropods, green algae, ostracods, sponge spicules, corals, alcyonaria, calcispheres.			Phi: 10.8 – 21.6% k: 0.1 – 17.4mD	1.28 – 2.28µm
M8 – Coral floatstone	Corals, bivalves, echinoderms, green algae, benthic & planktonic foraminifera (miliolids, <i>Orbitolinella</i> , <i>Praeaeveolina</i> , <i>Dicyclina</i> , <i>Nezzazata</i> , <i>Discorbis</i> , <i>Pseudolituonella</i> , <i>Hedgerbella</i>), ostracods, sponge spicules, alcyonaria, serpulids.	All the bioclasts (except foraminifera) are fractured and found as small fragments.	Back shoal Low to moderate energy Paleodepth < 10m	Phi: 1.8 – 27.8% k: 0.05 – 37.3mD	1.34 – 2.63µm
M9 – Rudist floatstone–grainstone	Rudists, others bivalves, echinoderms, gastropods, benthic foraminifera, ostracods, sponge spicules, very rare <i>Bacinnella</i>			Phi: 5.1 – 32.4% k: 0.03 – 320mD	1.2 – 3.66µm
M10 – Bivalve-rich wackestone–grainstone	Bivalves, echinoderms, gastropods, green algae, benthic foraminifera (mostly <i>Praeaeveolina</i>), corals, ostracods, alcyonaria.	Rudists and other bivalve fragments are coarse and poorly sorted. Well preserved rudist shells are locally observed. All the others bioclasts are debris. The rare foraminifera are generally broken and poorly preserved.	Bioclastic shoals and banks Moderate to high energy	Phi: 9.8 – 27.8% k: 0.4 – 36.3mD	1.67 – 2.46µm
M11 – Peloids, bivalves and echinoderms grainstone	Echinoderms, bivalves (mostly rudists)	Local erosion surfaces at the base of the deposits. Bioturbations (<i>Thalassinoides</i> & <i>Ophiomorpha</i>)	Above Fair Weather Wave Base Paleodepth < 5m	Phi: 6.1 – 28.3% k: 0.23 – 44.23mD	1.65 – 2.43µm

Table 7.3: Classification of the facies observed in the the reservoirs 2 and 3 of the Mishrif Formation, associated with their diagnostic characteristics (bioclastic associations, taphonomy, sedimentary structures), petrophysical ranges (porosity and permeability), and micrite crystallometric ranges.

In Qatar three depositional sequences (bounded by sequence boundaries SB7, SB7b and SB8) are recognized (Botton-Dumay et al., 2002; Massonnat & Pernarcic, 2002). Their facies are affected by an intense bioturbation making stratal pattern very difficult to observe. Throughout the Arabian Gulf, the Mishrif Formation is truncated by a major erosional unconformity related to a regional sea-level fall (Haq & Al-Qahtani, 2005) and local tectonic uplifts (Ziegler, 2001). This unconformity (called here Top Mishrif Unconformity – TMU) is also associated with meteoric cementation, paleosols and well-developed karst structures, such as large sinkholes affecting the top of the formation (Burchette & Wright, 1992; Botton-Dumay et al., 2002; Massonnat & Pernarcic, 2002). The marine shales of the Late Turonian to Early Coniacian Laffan Formation overlie this unconformity and form the main cap rock of the Mishrif reservoirs (Murriss, 1980; Burchette & Wright, 1992; Christian, 1997; Ziegler, 2001).

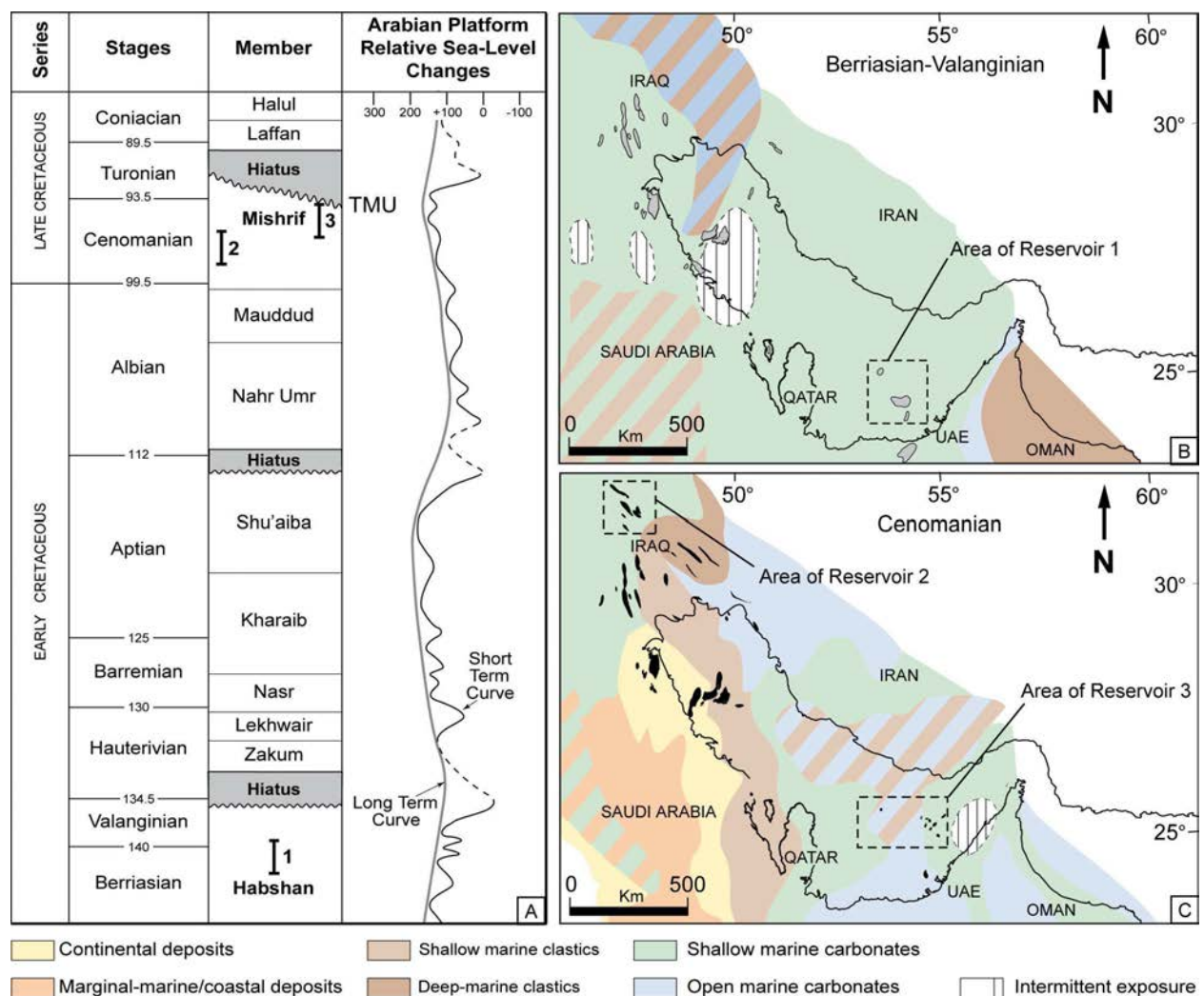


Figure 7.1: (A) Simplified chronostratigraphic chart of the Cretaceous of the Middle East with stratigraphic positions of the three reservoirs under study. Vertical bars indicate cored intervals of each reservoir (1: Reservoir 1 – United Arab Emirates; 2: Reservoir 2 – Iraq; 3: Reservoir 3 – Qatar). Chart modified after Haq & Al-Qahtani, (2005). (B-C) Paleogeographic maps of the Middle-East, showing the extension of the depositional environments and major Habshan and Mishrif oil fields (Modified after Ziegler, 2001).

3. Definitions and methods

3.1. Micrite particle crystallometry

Since Folk's classification (1962), micrites (contraction of microcrystalline calcite) are usually defined as groups of calcitic particles of less than 4 μm in size. An adapted subdivision is proposed, with fine, coarse and very coarse micrites (0.1–2 μm , 2–4 μm and 4–10 μm respectively). Here the crystallometry parameter is defined as the median of the maximum length of particles measured on SEM photomicrographs at $\times 5000$ magnification with the J.Microvision software (Fig. 2). On figures Q1 (25%) and Q3 (75%) quartiles are used to show the crystal size distribution on either side of the median size. The measurement method is further described in Figure 2.

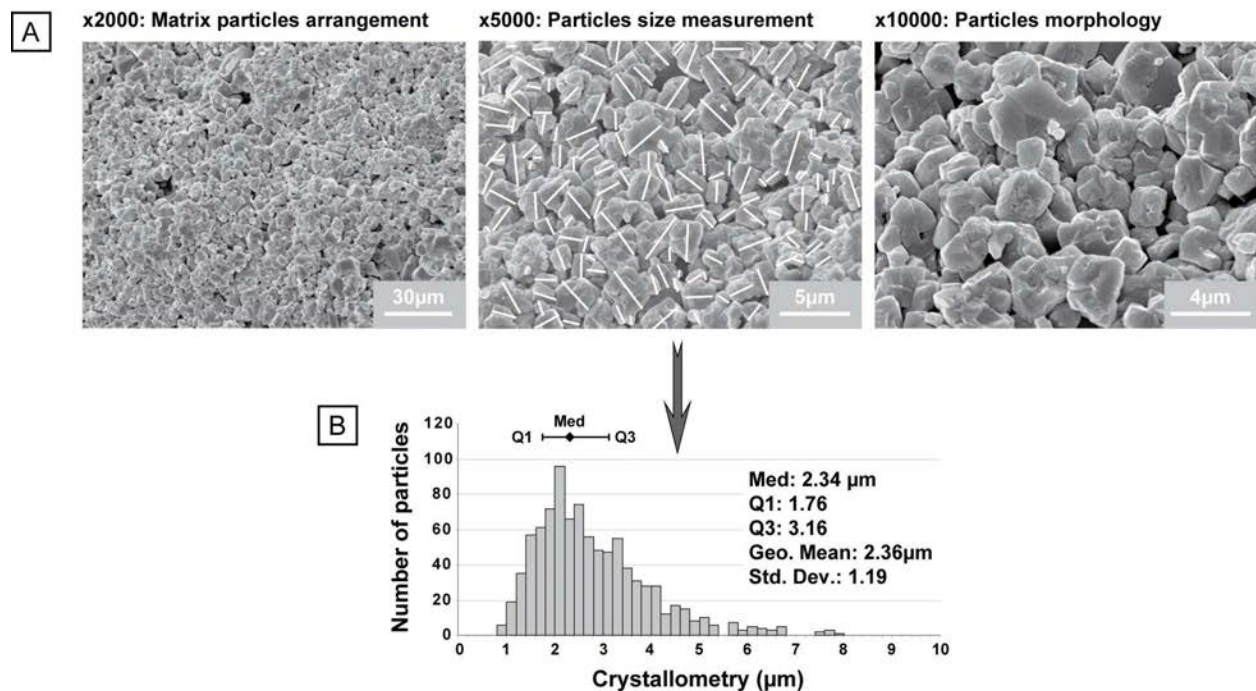


Figure 7.2: Methods for Scanning Electron Microscope (SEM) characterization of micritic microtextures. One part of the plug (taken from the cores) is used for petrophysical measurements. The other part is used for petrographic analyses (e.g. thin sections, SEM). (A) Each sample is observed under SEM without acid attack and after gold plating and oil removal. Pictures are taken at three magnifications: $\times 2000$ for observation of the layout of the matrix (porosity), $\times 5000$ for 2D measurement of the particles directly on the picture (using J.Microvision software), and $\times 10\,000$ for characterization of the micritic microtexture. (B) Crystallometry of the matrix is defined as the median of the maximum 2D length of particles measured on SEM photomicrographs at $\times 5000$ magnification. Q1 (25%) and Q3 (75%) quartiles are used to illustrate the “crystal-size distribution” of the micritic crystals.

3.2. Micrite particle morphology and micrite texture classification

Morphology covers two parameters here: the shape of the micrite crystals and the type of contacts between them. We propose a classification based on the morphology of the micrite matrix (Fig. 3). Our classification completes that of Lambert et al. (2006) for the Late Jurassic and Early Cretaceous Middle East reservoirs, and includes six micrite microtextures.

(1) Rounded micrites mainly include anhedral to subhedral micrite crystals with smooth edges and convex (non planar) faces. Contacts are mostly punctic to partially coalescent (particles are partially welded to each other). Punctic contacts are defined as very small contact areas between the different crystals (*sensu* Loreau, 1972; Lambert et al., 2006).

(2) Subrounded micrites are made up of subhedral to anhedral micrite particles (Fig. 3). Edges are sharp to smooth and faces are planar to slightly convex. Contacts between crystals are punctic to partially coalescent.

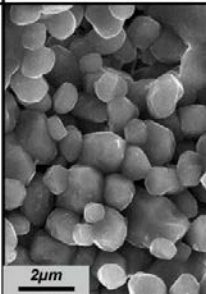
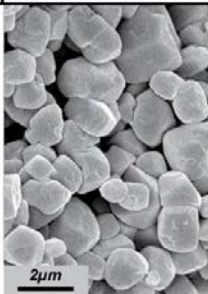


(3) Scaleno-rhomboedral micrites mainly include elongate crystals (commonly 2:1 wide/length ratio). Crystals are scalenohedral to scaleno-rhomboedral and numerous planar faces and sharp edges are observed (Fig. 3). Most inter-crystal contacts are partially coalescent.

(4) Microrhombic to polyhedral micrites exhibit particles with sharp edges and six to twelve well-expressed planar faces. Contacts are punctic to partially coalescent (Fig. 3). This microtexture corresponds to the porous crystal mosaic described by Moshier (1989b) and to the microrhombic calcite observed by Budd (1989) for the chalky carbonates of the Shuaiba Formation in the United Arab Emirates.

(5) Anhedral compact micrites are composed of fully coalescent polyhedral to anhedral particles, with distinct inter-crystal contacts but little inter-crystal porosity (Lambert et al., 2006). Moshier (1989b) defined this microtexture as ‘non porous-crystal mosaic texture’.

(6) Fused micrites are composed of fully coalescent anhedral particles with poorly visible inter-crystal contacts and very low inter-crystal porosity. Rocks with this microtexture appear to be homogeneous limestones with conchoidal fracture. It corresponds to the coalescent fabric described by Richard et al. (2002) and Richard (2008), and to the compact anhedral micrites of Fournier & Borgomano (2009).

The first four microtextures form microporous frameworks with relatively well connected inter-crystal micropores (Fig. 3; 4B, D, F; Fig. 5). The final two are associated with the non porous/tight micrite matrixes (Fig. 4H). All these microtextures are cut-off, and in micritic samples it is very frequent to observe mixing of the microtextures, particularly between rounded, subrounded and polyhedral/microrhombic morphologies. This is the case for example for the micrites of the reservoirs 2 and 3. The microtexture of each sample is so defined by the dominant morphology.

Porous Micrites				
	Rounded	Subrounded	Scaleno-Rhomboedral	Micro-rhombic / Polyhedral
S.E.M.				
Crystal shape	Anhedral / Subhedral / Roundness	Subhedral	Scaleno-hedral / Scaleno-rhomboedral	Euhedral / Rhombic
Inter-Crystalline Contacts	Punctic / Partially coalescent			

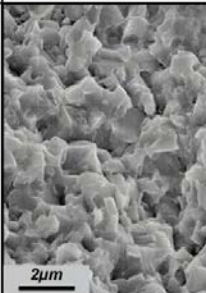
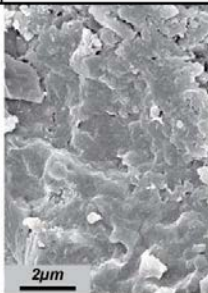
Tight Micrites	
	Anhedral compact Fused
S.E.M.	 
Crystal shape	Subhedral / Anhedral Anhedral
Inter-Crystalline Contacts	Fully coalescent but distinct Fused - Mostly indistinct

Figure 7.3: Classification of micritic microtextures, observed in Cretaceous reservoirs of the Middle-East, mainly based on crystal morphology and type of inter-crystal contact. Porous microtextures, with punctic to partially coalescent contacts, are distinct to tight microtextures with fully coalescent inter-crystal contacts. Different morphologies or contact styles may be observed for each sample under SEM. In this case the microtexture is defined by the most frequent morphology and type of contact.

Nano-bioclasts are sometimes observed in these microtextures, but those which are undoubtedly recognizable never exceed 5% of the sediment volume. For this reason “chalk” is not used in the present classification. This aspect refers to the complex debate about the biologic versus chemical origin of the micrite particles in ancient limestones (e.g. Turpin et al., 2008) which is beyond the aim of this paper.

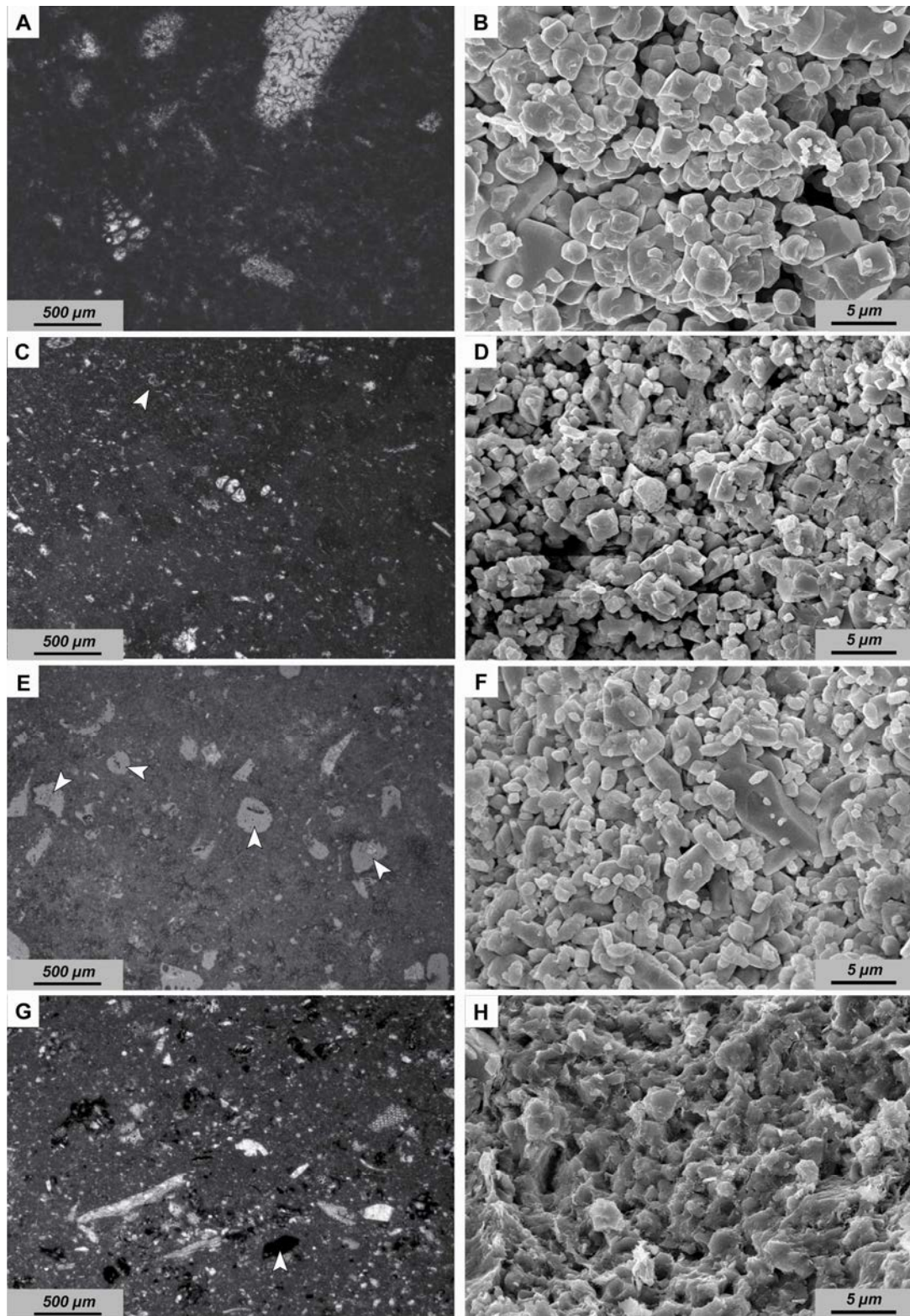


Figure 7.4: Examples of microfacies observed on thin sections and associated micritic SEM microtextures. (A-D) Mishrif Formation – Reservoir 3. (E-H) Habshan Formation – Reservoir 1. (A - B) Bioclastic wackestone with foraminifers and green algae with a porous subrounded to polyhedral micrite – Phi: 16.5% & k: 11.9mD. (C - D) Bioclastic wackestone with sparse echinoids, planktonic foraminifers, debris (white arrow) and porous polyhedral to slightly subrounded micritic microtexture – Phi: 15.5% & k: 1.8mD. (E - F) Wackestone with high mouldic porosity (white arrows) and scaleno-rhomboedral to sub-rounded micritic microtexture – Phi: 23.2% & k: 18.1mD. (G - H) Bioclastic wackestone with several unidentified debris and high organic matter content, with tight anhedral compact microtexture – Phi: 4.0% & k: 0.05mD.

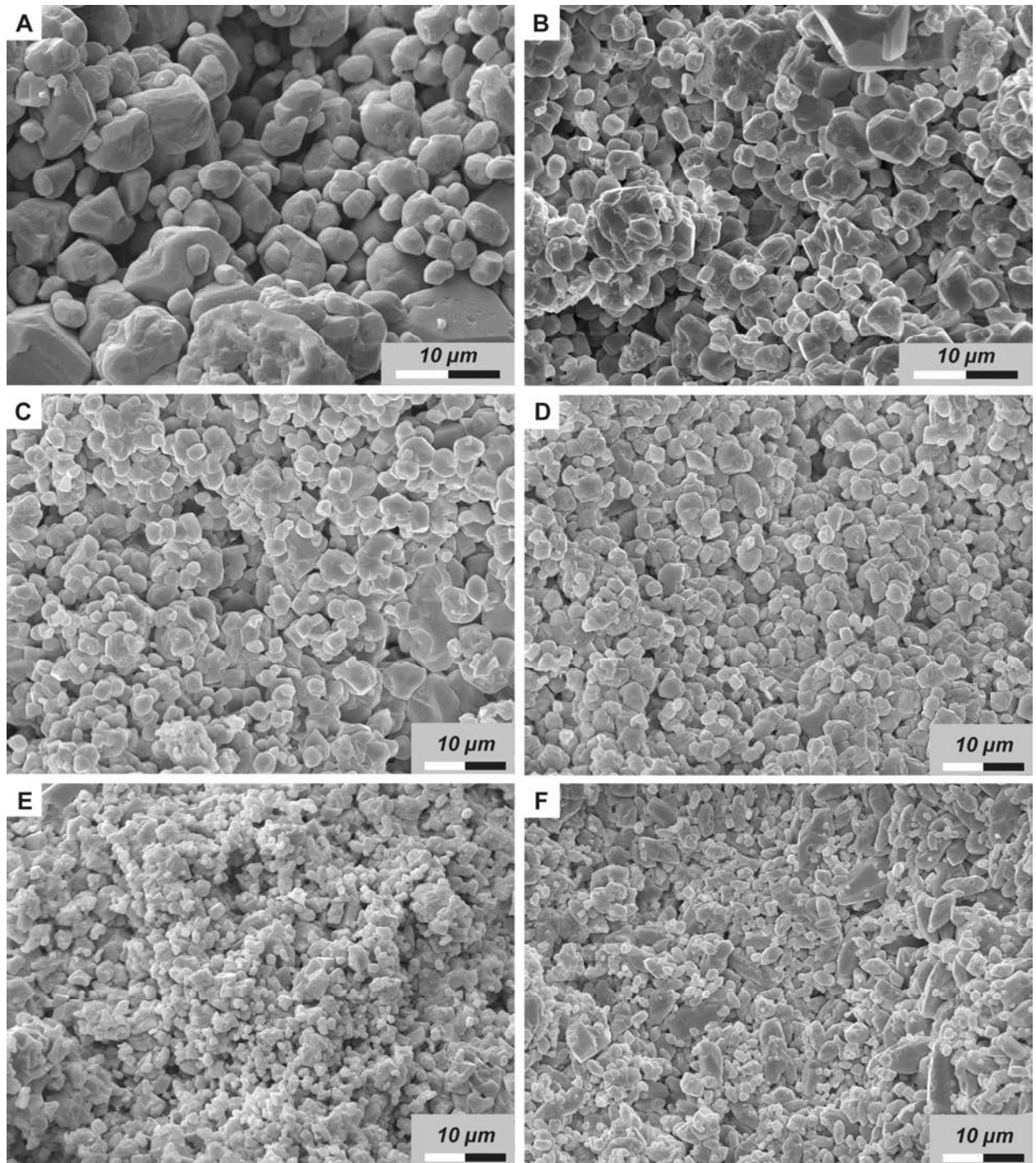


Figure 7.5: SEM Photomicrographs illustrating the crystallometric variability of the studied micrites. Scale bar is 10 μm . A – D: Oil reservoir interval, Mishrif Formation, Reservoir 3. E: Aquifer interval, Mishrif Formation, Reservoir 3. F: Habshan Formation, Reservoir 1. (A) Rounded coarse micrites (Crystallometry 3.22 μm ; Q1: 2.27 μm , Q3: 4.22 μm); (B) Subrounded coarse micrites (Crystallometry 2.70 μm ; Q1: 2.05 μm , Q3: 3.58 μm ; Phi: 25.2% & k: 11.4mD); (C) Subrounded coarse micrites (Crystallometry 2.46 μm ; Q1: 1.86 μm , Q3: 3.22 μm ; Phi: 16.5% & k: 11.9mD); (D) Subrounded coarse micrites (Crystallometry 2.25 μm ; Q1: 1.72 μm , Q3: 2.91 μm , Phi: 22.4% & k: 12.9mD); (E) Polyhedral fine micrites (Crystallometry 1.45 μm ; Q1: 1.03 μm , Q3: 1.93 μm ; Phi: 17.7% & k: 2.15mD); (F) Scaleno-rhomboedral fine micrites (Crystallometry 1.62 μm ; Q1: 1.05 μm , Q3: 2.32 μm ; Phi: 23.2% & k: 2.81mD). Note that the number of particles is higher in fine micrites than in coarse micrites.

3.3 Sampling and methods

A total of 271 one-inch plug samples collected from 11 cored boreholes (Qatar: 7 wells; Iraq: 2 wells; UAE: 2 wells) were analysed. Most of the samples are taken from the Reservoir 3, and most of the analyses are made from this reservoir. So, in this work, Reservoir 3 is assumed as a reference, and the two others are selected for comparisons. Two wells (3b and 3c) were selected in the Mishrif Formation of Qatar as reference boreholes for a vertical study of micrite crystallometry. Table 4 shows the details and number of analyses for each studied reservoirs. Routine gas porosity (Phi), permeability (k) and mercury injection capillary pressure measurements (MICP) were performed on horizontal plugs at the Total Technology Center in Pau (France). MICP measurements were used in order to clarify the distribution of pore threshold radii.

	Mishrif – Reservoir 3	Mishrif – Reservoir 2	Habshan – Reservoir 1	Total
Gas Porosity (Phi)	268	23	22	313
Gas Permeability (k)	252	23	17	292
MICP	84	-	-	84
S.E.M samples	231	23	22	276
Thin sections	199	50	22	221
Isotopes (^{13}C & ^{18}O)	57	-	-	57

Table 7.4: Number of analyses and samples available for each reservoir studied.

Micrite morphometry was studied by an enhancement of the method proposed by Loreau (1972). Plugs were cleaned of oil by chloroform injection and without previous acid attack, a sliver of each plug was removed and prepared with gold plating for SEM observations (LEO 1450VP). A set of three pictures ($\times 2000$, $\times 5000$, $\times 10000$) was taken for each observation area (three per sample) from which were examined (1) the general arrangement of the micrite particles (magnification $\times 2000$), (2) their microtexture (shape and type of inter-crystal contacts (magnification $\times 10\,000$), and (3) their size (crystallometry) (magnification $\times 5000$). Crystal size was measured using J.Microvision software as described in Figure 2. For each plug sample from 200 to 2500 crystals were measured, depending on crystal sizes and contacts, in order to get a representative sampling. In this study, about 200000 crystals have been measured. Variations in crystallometry are indicated in Figure 5. Maximum crystal sizes measured on 2D SEM pictures necessarily apparent diameters and are usually smaller than the true diameters. Despite this bias, the measurements made in this study are considered as representative of the micritic crystal size.

Associated with core descriptions, some 139 polished thin sections with blue epoxy resin injection were also taken from the same plugs for microfacies observations by polarized and non polarized light

microscopy. Calcemetry and X-Ray diffraction analyses were realised to quantify and determine mineralogy of the insoluble fraction.

Micropores, mesopores and macropores were assumed to have pore threshold diameters of $<0.5\mu\text{m}$, $0.5\text{--}5\mu\text{m}$ and $>5\mu\text{m}$, respectively (Hassall et al., 2004; Maliva et al., 2009). Macro and mesoporosity (composed of pores with diameter more than $62\mu\text{m}$ and between $62\mu\text{m}$ and $10\mu\text{m}$, respectively – e.g. Choquette & Pray, 1970; Cantrell & Hagerty, 1999; Lønøy, 2006) were measured on thin sections using image analysis with J.Microvision software (Roduit, 2008). Macro and mesoporosity were subtracted from the total air porosity measured on the plugs as indicated by Beiranvand (2003) for the measurement of microporosity. Strictly microporous samples were defined as samples where the ratio of macroporosity to total porosity did not exceed 0.05. In strictly microporous samples, minor macroporosity is only represented by small unconnected molds, but never by vugs (non-selective dissolutions, following the definition of Choquette & Pray, 1970).

Cement stratigraphy was characteristically established on the basis of superposition and cross-cutting relationships from thin section observations. Cathodoluminescence petrography was performed with a cold cathode luminescence Technosyn 8200 Mk2 (tension between 15 and 20Kv) coupled with an Olympus BH2 microscope and a Zeiss MRc5 cooled ccd camera. Cement succession was also observed using alizarin-potassium ferricyanide staining (Dickson, 1966).

Some 57 micrite matrixes and 10 calcitic cements filling vugs and moldic porosity from Reservoir 3 were microdrilled for stable isotope analyses (^{13}C and ^{18}O) by dissolution at 25°C with 100% phosphoric acid followed by conventional mass spectrometry. Before this microsampling, all the selected cements were checked under cathodoluminescence to select large areas without mixing of cements phases. ^{13}C and ^{18}O values were reported in ‰ relative to the PDB standard, reproducibility was better than 0.2‰.

4. Diagenesis and cement geochemistry

The simplified paragenetic sequence proposed for Reservoir 3 (Fig. 6A) is based on cathodoluminescence observations, superposition and cross-cutting relationships and stable isotopes. This diagenetic sequence is divided in two main diagenetic episodes: (1) early diagenesis occurs during the deposit of the Mishrif Formation and continues until the sealing of the TMU by Laffan shales, and (2) the burial diagenesis occurs since the deposit of the Laffan shales.

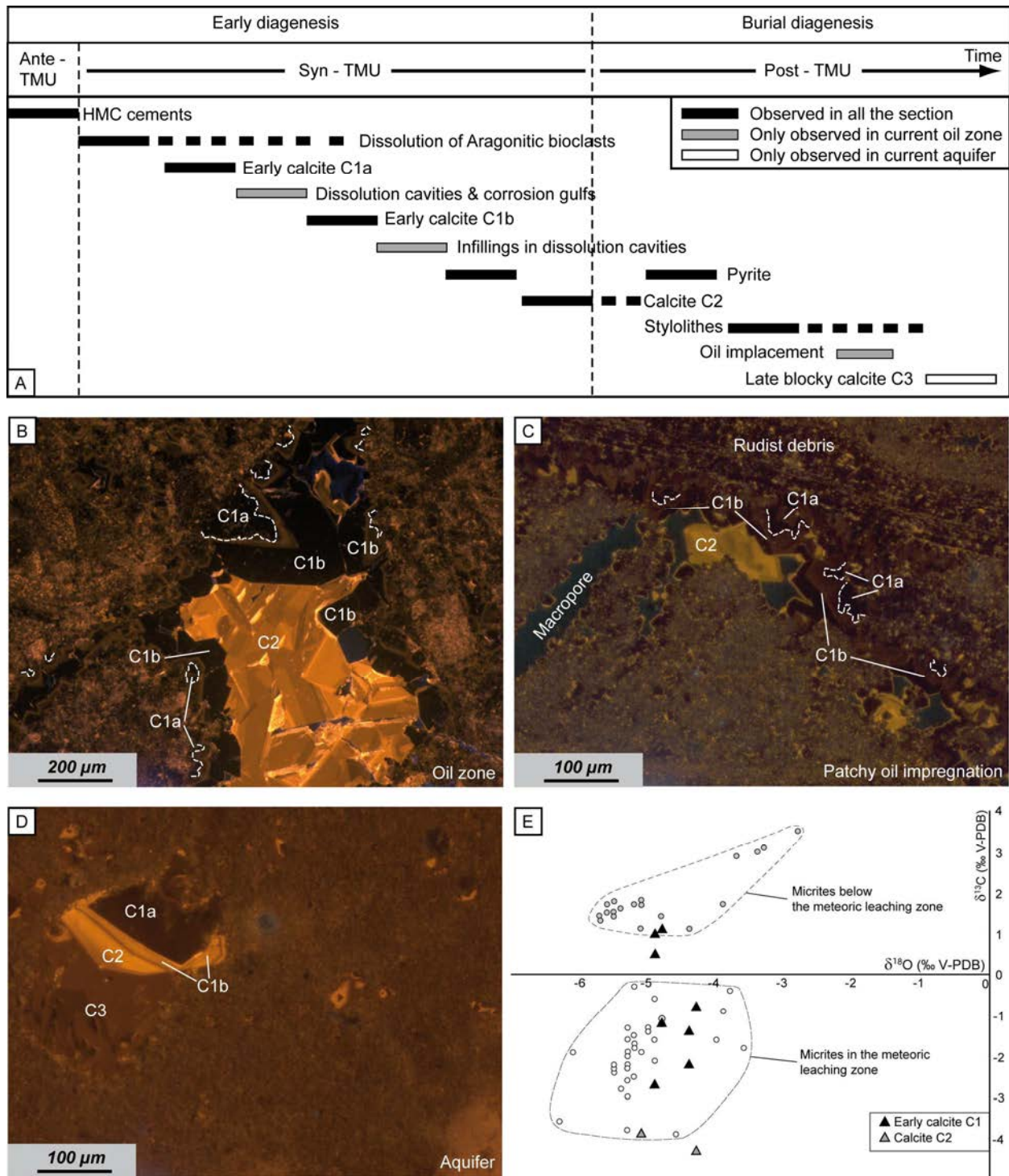


Figure 7.6: Diagenetic sequence (A) and cathodoluminescence photomicrographs showing the succession of the main diagenetic phases in the Reservoir 3 (Mishrif Formation). (B) Early scalenohedral calcite spar C1 and C2 in moldic porosity of a microporous rudist floatstone (M9). Dotted lines show the corrosion gulfs between poorly luminescent C1a and C1b sub-zones. The bright luminescent C2 zone with sector zoning occludes the cavity, Well 3c, oil zone, 2.5m below the TMU (C) C1 (scalenohedral cements) and C2 zones in a macroporous and microporous rudist floatstone (M9). Dotted lines show the corrosion gulfs between C1a and C1b. Well 3b, patchy impregnated zone, 2.5m below the TMU. (D) The scalenohedral C1 (without corrosion gulfs) to C3 calcite zones occlude a small (moldic?) cavity in mudstone-wackestone facies (M4), Well 3b, aquifer interval, 23m below the TMU. (E) Cross-plot with isotopic values ($\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$) measured on calcitic cements (C1, C2), and on micritic matrixes of the wells 3b and 3c.

4.1. Syn-sedimentary HMC cements (C0)

Synsedimentary macro-cements subject to be formed under marine conditions during the development of the carbonate platform are rare in the Reservoir 3. These early cements are currently composed of inclusion-rich calcitic syntaxial overgrowths (which typically indicate a HMC/LMC inversion) on echinoderm fragments or by very thin acicular cements lining peloids and bioclasts, displaying cloudy luminescence. According to Moore (2001) and Flügel (2004), these cements probably precipitated near the water-sediment interface in marine phreatic conditions. This scarcity of synsedimentary phreatic marine cements is in agreement with the absence of bored surfaces and marine hardgrounds in the reservoir.

4.2. Dissolution of aragonitic bioclasts

Initially aragonitic bioclasts (gastropods, green algae ...) are relatively abundant in the Mishrif Formation. In all the studied sediments, early dissolution of these bioclasts occurs prior or simultaneously to the first sparitic cementation phases. Secondary moldic porosity is related to these early dissolutions and affects mostly the rudist-rich facies (floatstones to grainstones). Molds could have been sealed by internal micritic sediments or sparry calcite.

4.3. Early calcites C1 and corrosion gulfs

Non ferroan and low-Mg early calcites (C1) are found all over the section in all wells and exhibit two contemporaneous morphologies: (1) pore lining scalenohedral dog tooth cements (Fig. 6B, C & D), and (2) syntaxial overgrowths on echinoderms fragments. These calcites are observed in primary and secondary porosity with crystal size up to 400µm. Under cathodoluminescence, C1 cements are divided into two sub-zones (C1a and C1b).

The volumetric distribution of C1a and C1b, shows differences depending in their stratigraphic position in the reservoir. In the current oil reservoir intervals, the first sub-zone C1a is thin (up to 100µm) and very poorly luminescent. In this interval, the external surface of C1a is affected by strong corrosion gulfs (Figs. 6B & 7C). On this irregular surface, the sub-zone C1b syntaxially grows on C1a and is generally better developed (up to 300µm). C1b displays a complex cathodoluminescence pattern, with the cyclic development of one to three thin (about 10µm) bright yellow fringes, alternating with thicker poorly luminescent zones.

Below the current oil-water contact, C1a and C1b are less developed, never affected by corrosion gulfs and display a dull luminescence (Fig. 6D).

^{18}O and ^{13}C values from these early C1 cements range from -4.3‰ to -4.9‰ and from -2.7‰ to +1.1‰, respectively (Fig. 6E). Using a temperature between 20°C and 30°C, the ^{18}O of the parent fluids is between -4‰ and -1.3‰ V-SMOW (with the equation of Anderson & Arthur, 1983). Most of these oxygen values are lighter than those suggest for marine waters during the Cenomanian (-0.5‰ to -1‰ V-SMOW – Price, 1999), indicating meteoric or mixed fluids. Such interpretation agrees with the primary LMC composition of these early cements and with the occurrence of dissolution gulfs between C1a and C1b.

4.4. Large dissolution cavities

Core observations show evidences of large sinkholes and wide karstic cavities (Botton-Dumay et al., 2002) filled by laminated clays (mostly kaolinite), Laffan shales, micrites, and by limestone breccias (Fig. 7). In some cases, crystals of early calcite attributed to the C1a sub-zone are reworked within these infillings, indicating karstification occurred after C1a precipitation. Inversely C1b subzone may precipitate on the walls of the cavities, after karstification (Fig. 7). Karstic cavities are restricted to the 5-to-45 upper meters of the Mishrif Formation, directly under the TMU (Fig.8). Such vertical distribution suggests that a relatively thick leaching zone developed at the top of the Mishrif during the Turonian lowstand. The TMU is sealed by the Laffan shales. Vadose zone indicators such as microstalactitic or meniscus cements are not observed in this study but are reported by Botton-Dumay et al. (2002) in other wells of the reservoir 3.

4.5. Sparry calcite C2 and pyrite

The second occurrence of sparry calcite (C2) is composed of limpid LMC with a bright to dull orange-yellow luminescence. The dull luminescent zones are blue stained by potassium ferricyanide, indicating a Fe-rich content. C2 usually develops syntaxially on C1 and is sometimes affected by sector-zoning on the edge of the crystals (Fig. 6). C2 cements are the last cementation phase observed in the current oil reservoir interval and decrease toward the base of the section (Fig.8). However, it always predates stylolites and most compaction microfractures and fractures. The two isotopic measurements made on C2 range from -5.1‰ to -4.3‰ for ^{18}O , and from -4.3‰ to -3.9‰ for ^{13}C (Fig. 6E).

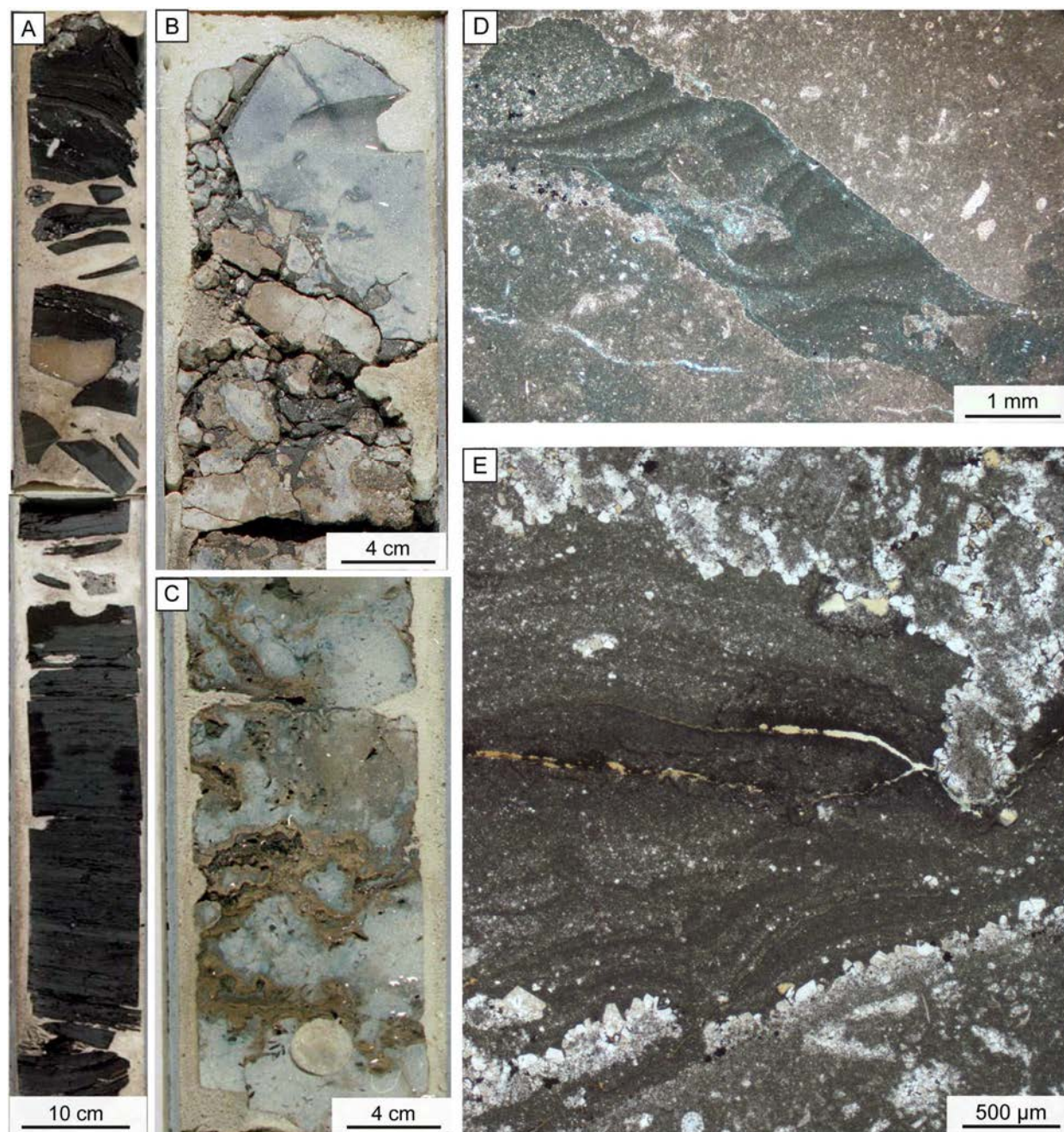


Figure 7.7: Examples of karst-related cavities observed at various scales below the TMU in the Reservoir 3. (A) Laminated black clays in endokarstic cavity observed on core, 14m below the TMU. (B - C) Core observation of brecciated karstic features with solution voids partially filled by clay-rich micritic matrixes (5 and 15m below the TMU). (D) Solution pipe filled by a laminated micrite including small fragments of C1a early calcite sub-zone (thin section, 35m below the TMU). (E) A laminated micrite postdates the scalenohedral inclusion-free calcite C1b subzone that previously precipitates on walls of a solution cavity (thin section, 1m below the TMU).

Small crystals of pyrite are sometimes interstratified between C1 and C2 or between C2 and later calcites. Most pyrite crystals are little framboids of 10 to 30μm, but coarser interlocked cubic crystals (up to 200μm) also exist.

4.6 Late blocky calcites C3 and stylolites

The last occurrence of calcitic cement (C3) is non-to-poorly ferroan LMC coarse blocky cement (Fig. 6D). C3 is absent from the current oil interval but occludes up to 95% of the primary and secondary macroporosity in the current water interval (Fig. 6D). Under cathodoluminescence, C3 exhibits a brown dull luminescence, sometimes affected by sector-zoning patterns

C3 calcites are the last diagenetic phase observed in the reservoir 3. They postdate the stylolites, indicating a burial origin. Their absence in the current oil interval suggests they precipitated after oil emplacement which is assumed, in the studied area, to be Oligocene to Miocene in age (Videtich et al., 1988).

5. Micrite morphometry and its effect on reservoir properties

5.1. Microtextures

The micrites in the oil reservoir intervals of the Habshan Formation of the United Arab Emirates (Reservoir 1) are essentially subrounded and scaleno-rhomboedral (Table 5) and are generally associated with vuggy macroporous *Bacinnella*-rich facies (Fig. 4-E-F). Moreover, dense, stylolite and clay-rich layers (clay content > 10 %) contain mostly fused micrites and a few anhedral micrites (Fig. 4G, H). The fused micritic microtexture is restricted to the inter-reservoir layers of Reservoir 1 only (Table 2).

The Mishrif Formation of Iraq (Reservoir 2) exhibits a greater variety of microtextures (anhedral compact to rounded). Rounded to subrounded micrites are observed in 70% of the samples studied, with rounded micrites prevailing at the top of the oil reservoir (Lambert et al. 2006). Polyhedral to microrhombic micrites are less abundant (9% of the samples). Anhedral compact micrites prevail in the dense, stylolite-rich and non-oil-bearing intervals. Fused micrites are absent (Table 5).

Micrite morphology	Mishrif – Reservoir 3	Mishrif – Reservoir 2	Hashan – Reservoir 1
Rounded	7%	35%	-
Subrounded	53%	35%	18%
Scaleno-Rhombohedral	-	-	27%
Polyhedral/Micro-rhombic	39%	9%	-
Anhedral compact	>1%	21%	32%
Fused	-	-	23%
n	199	23	22

Table 7.5: Proportions of the different microtextures of micrite particles for each field under study. In the Mishrif Formation of Reservoir 3 subrounded to polyhedral micrites are the best represented, whereas in Reservoir 2 rounded to subrounded micrites are dominant in reservoir layers. In the tight interval of Reservoir 1, micrites are mostly fused to anhedral compact.

In the Mishrif Formation of Qatar (Reservoir 3), microtextures reveal slight variations in the oil reservoir and in the underlying aquifer intervals, with a predominance of subrounded and polyhedral micrites (Figs. 4A-D, 5, 8 and Table 5). Rounded and anhedral compact micrites are scarce (7% and 1% of samples, respectively) and localized in just a few boreholes. Fused micrites are absent. Outside the field, in the non-productive Well 3b, only polyhedral and polyhedral to subrounded micrites are observed.

5.2. Micrite crystallometry

Examples of variations in crystallometry for samples from the different reservoirs are shown in Figure 5. For the Reservoirs 2 & 3 (Mishrif Formation), there is no statistical relationship between facies and micrite crystallometry variations (Table 3). For the Mishrif Formation of Qatar (Reservoir 3) a high-resolution vertical study of micrite crystallometry was conducted on the two reference wells (Fig. 8).

Well 3c (oil reservoir and aquifer) can be divided into four intervals based on variations in crystallometry (Fig. 8A). The uppermost interval (interval 1) contains mainly coarse (89% of samples $>2\mu\text{m}$) and heterogeneous micrite particles associated with negative ^{13}C and ^{18}O values (-0.3 to -3.8‰ and -3.8 to -5.5‰ , respectively). Relationships between depositional patterns and micrite crystallometry can be observed below the SB8 surface, where coarser micrites are associated with floatstones deposited in a back-shoal environment. This interval, located just below the TMU, is up to 45 m thick. It also corresponds broadly to the greatest oil-bearing zone and to the distribution of corrosion gulfs interstratified between C1a and C1b early cements. The base of the oil zone lies in a transition zone (about 6m) between intervals 1 and 2, with negative ^{13}C and ^{18}O values (-1.5 to -3.6‰ and -5.2 to -6.3‰ , respectively) and coarse micrites passing downwards into fine micrites. The second interval is about 50m thick and corresponds to the transition between the patchy oil zone and the top of the aquifer layer. The top of this interval shows a strong shift in ^{13}C values (-2.3 to 1.7‰) associated with back-shoal sediments passing downward into low-energy muddy facies. The isotopic shift is also stratigraphically associated with the last occurrence of corrosion gulfs in the early cements C1. After this shift, isotope values are relatively stable ($1.1 \leq ^{13}\text{C} (\text{‰}) \leq 1.8$ and $-5.2 \leq ^{18}\text{O} (\text{‰}) \leq -4.4$). Mud-dominated sediments are associated with fine micrite particles (95.5% of samples $<2\mu\text{m}$) with a good crystal size distribution. Late blocky calcites C3 appear in this second interval.

Interval 3 is 8 m thick and is composed of coarse micrites with bad crystal size distribution, corresponding to rudist-rich bioclastic shoal environments. Isotope values do not vary relatively to the bottom of interval 2 (1.5 to 1.6‰ and -5.4 to -5.6‰ , for ^{13}C and ^{18}O , respectively). The lowermost interval, interval 4 (aquifer zone – 17m), is composed of polyhedral to subrounded micrite particles, which are mostly fine (76.5% of the samples are $<2\mu\text{m}$). Isotope values again display very little variations (1.3 to 1.8‰ and -5.5 to -5.7‰ , for ^{13}C and ^{18}O , respectively).

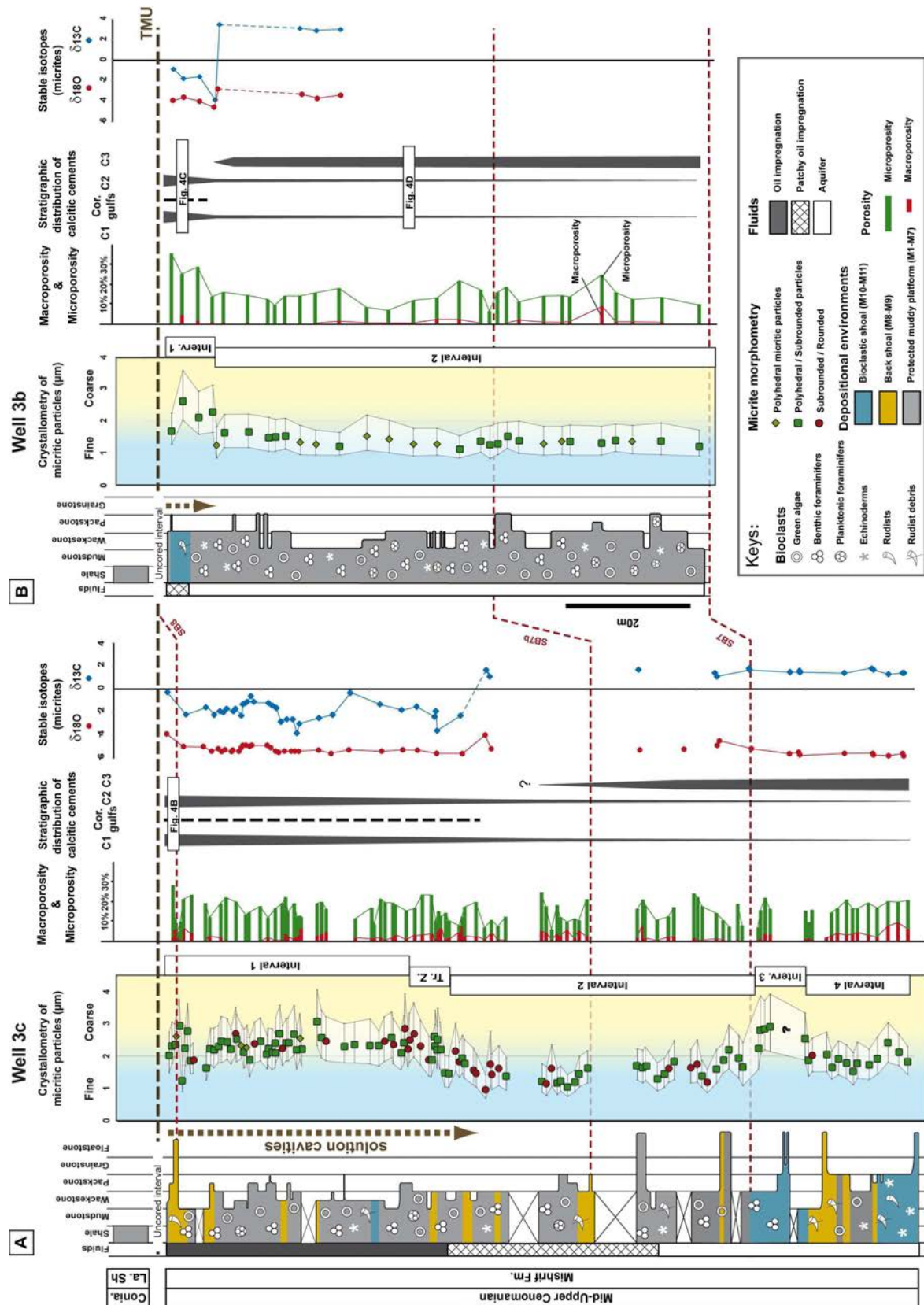


Figure 7.8: Vertical evolution of micrite crystallometry in two reference wells (3b and 3c) of the Reservoir 3 (Mishrif Formation) compared with facies and depositional environments, microporosity and macroporosity values, fluid impregnation, C1, C2 and C3 cement zones development, ^{13}C - ^{18}O values, and macro-to-micro solution cavities linked to the TMU exposure surface. Distance between the two wells is about 5 km. (A): Oil reservoir Well 3c. (B) Aquifer Well 3b. (SBn: third order sequence boundaries; Conia: Coniacian; La. Sh. Laffan shales).

In this interval, the change in crystallometry is related in part to variations in depositional environments: coarse micrites are mostly developed in rudist-rich bioclastic shoals (as in interval 3). Clay content measured on this well is generally very low (less than 0.1%), but rise to 5% in the interval 1.

Variations in crystallometry in Well 3b (Fig. 8B) are smaller than in Well 3c and are divided into two intervals. Interval 1 (about 4m thick) is patchily impregnated by oil and comprises mainly sub-rounded micrites with relatively coarse particles (2.2 μ m on average) associated with negative ^{13}C and ^{18}O values (-0.9 to -3.9‰ and -3.6 to -4.6‰, respectively). These coarse micrites correspond to rudist-rich bioclastic shoal environments. This first interval corresponds to the maximum development of meteoric calcites C1 (with corrosion gulfs), and cements C2. The boundary between intervals 1 and 2 is marked by a shift in micrite crystallometry (2.3 to 1.3 μ m) and in ^{13}C values (-3.9 to 3.5‰), in less than 1m. As in Well 3c, the isotopic shift is associated with the last occurrence of corrosion gulfs in meteoric calcites C1. Isotope analyses for the second interval are few, but as in Well 3c, ^{13}C and ^{18}O values seem to be relatively stable (2.9 to 3.5‰ and -2.8 to -3.7‰, respectively). Interval 2 (about 80m thick) contains mainly mud-dominated strictly microporous sediments corresponding to a low energy protected platform environment with polyhedral to subrounded micrites and corresponds to the aquifer without any oil impregnation. Micrite particles are fine (1.4 μ m on average) and have a good crystal size distribution. Textures are mostly mudstone/wackestone with local thin packstone intervals deposited in a low energy muddy protected platform environment (Fig. 8B). Small variations in micrite crystallometry are thought to be related to limited vertical variations in sedimentary textures. This may indicate the predominance of the fine micritic matrix in this low-energy protected platform. In this interval, the main calcitic cement observed is late blocky calcite C3, and the highest clay content of the Reservoir 3 is observed (between 3 and 10%).

5.3. Micrite morphometry and reservoir properties.

As documented for coarse facies (e.g. Lucia, 1995), a relationship between porosity and permeability is observed (Fig. 9). Moreover, when compared with porosity and permeability values of strictly microporous samples from the three reservoirs, the different micrite morphometries exhibit different petrophysical characteristics (Figs 9 to 12). Polyhedral to subrounded microporous microtextures have poor to excellent porosity and poor to good permeability (16.6% and 5.1mD on average). The Phi-k relationship of these microtextures follows a classical petrophysical trend (Zinszner & Pellerin, 2007) whereby log permeability increases with porosity (Fig. 9A). Fine and coarse micrites can be distinguished in terms of permeability (Fig. 9B): fine polyhedral to subrounded micrites generally have permeability values of less than 10 mD (98% of the fine micrites) whereas coarse micrites have a greater permeability range (94% of coarse micrite particles have a permeability of more than 1mD).

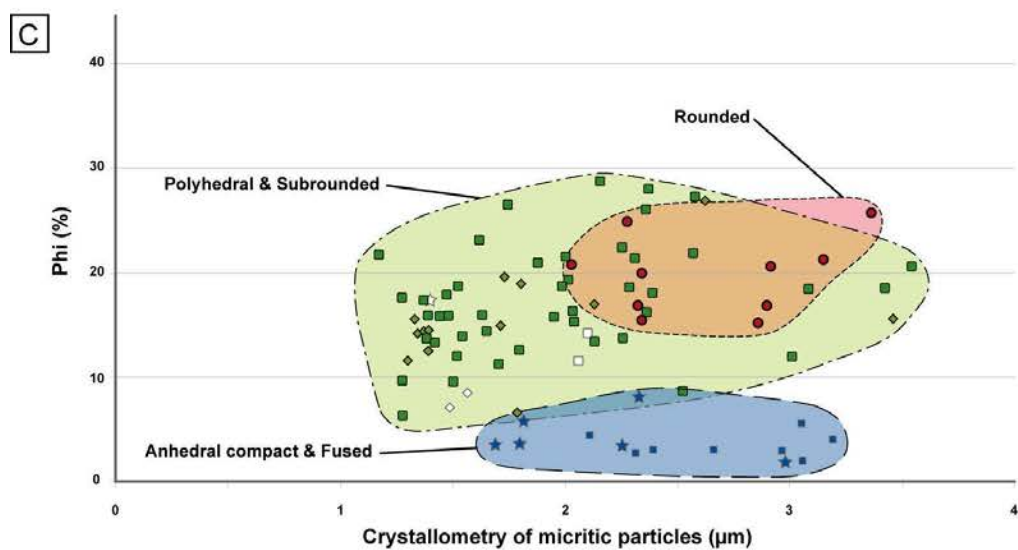
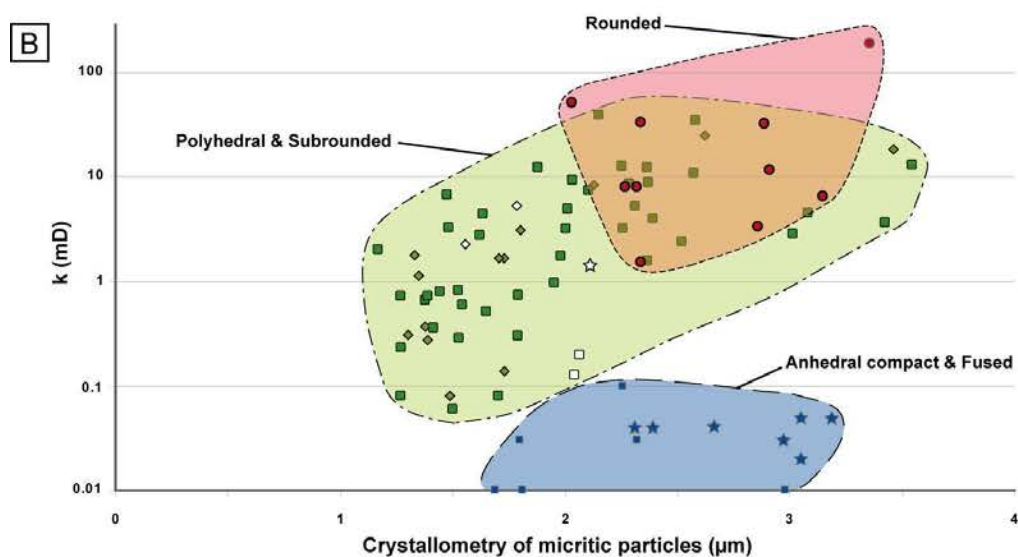
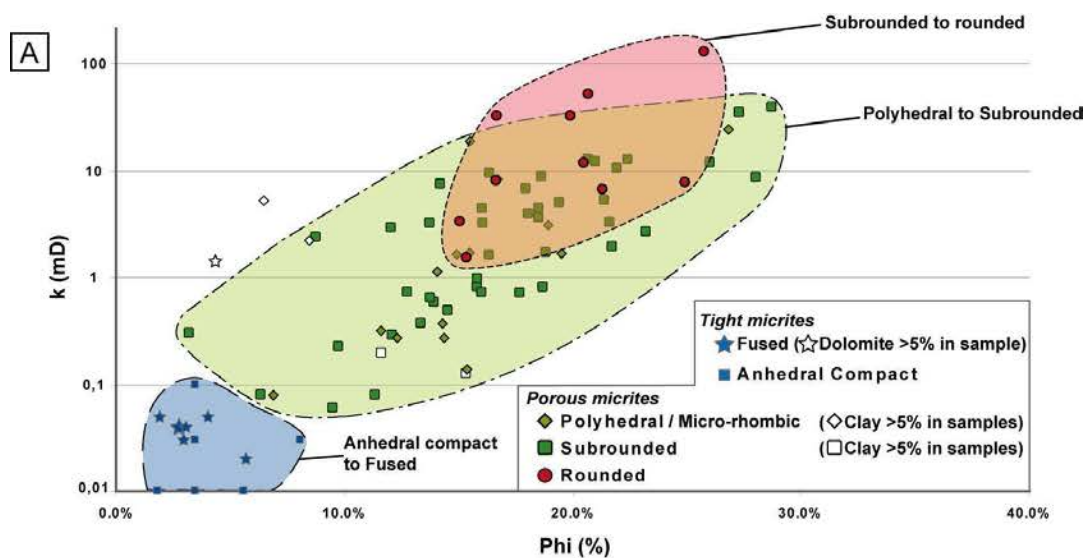


Figure 7.9 (verso): (A) Porosity versus permeability (measured on plugs) of strictly microporous samples of the three reservoirs. Anhedral compact and fused microtextures (tight micrites from Reservoirs 1 and 2) have the lower porosity and permeability values. Subrounded to polyhedral microtextures (from Reservoirs 2 and 3) have a wide range of petrophysical properties. Subrounded to rounded microtextures (from Reservoir 2) have, on average, the better porosity and permeability values. (B) Crystallometry of micrites versus permeability for strictly microporous samples of the three reservoirs. Tight micrites are from Reservoirs 1 and 2, subrounded and polyhedral micrites are from Reservoirs 2 and 3, and rounded micrites are from Reservoir 2. There is no relationship between the two parameters in the case of tight (anhedral compact and fused) microtextures. However, there is a positive trend between crystallometry and permeability, but only for porous micrites. Fine (crystallometry < 2 μm) micrites have generally permeability less than 10 mD. Subrounded to rounded microtextures are relatively coarse and have (on average) the better permeability values. (C) Crystallometry of micrites versus porosity for strictly microporous samples of the three reservoirs. Tight micrites are from Reservoirs 1 and 2, subrounded and polyhedral micrites are from Reservoirs 2 and 3, and rounded micrites are from Reservoir 2. There is no clear relationship between the crystallometry of micritic particles and the porosity, neither for tight micrites nor for porous micrites.

Coarse, rounded and subrounded-to-rounded microtextures have, on average, the best reservoir properties, with good to excellent porosity and moderate to good permeability (average of 19.7% and 35 mD, respectively). Fused and anhedral compact microtextures with coarse particles (about 75% of the samples have a crystallometry > 2 μm) have poor reservoir properties (average values are Φ : 4.7%; k : 0.25 mD). These different relationships between porosity/permeability and micrite particle morphology allow us to confirm and quantify the distinction proposed in Figure 3 between porous micrites and tight micrites.

Reservoir 3 was selected because several samples with relatively homogeneous microtextures were available (Table 5). This reservoir contains both fine (<2 μm) and coarse (>2 μm) micrites (Figs 8). In Wells 3a and 3c (Fig. 10), coarse particles are dominant (70% of the strictly microporous samples) and invariably correspond to oil impregnated samples. The other samples have fine particles and are related to the aquifer layer. In Well 3b, where the patchy oil stained zone is very thin, fine micritic particles are clearly dominant (Fig. 10) and related to the aquifer level. As observed in Figure 8, the coarse micrites (10% of the samples) correspond to the patchy oil impregnated zone.

For these 3 wells, 97% of the strictly microporous samples ($n = 56$) with crystallometry < 2 μm have permeability values of less than 10mD, whereas those with crystallometry > 2 μm are associated with permeability values of 0.1–100mD (Fig. 10).

In Figure 11, mean pore threshold radii (PTR) are plotted against plug permeability. This plot shows that permeability increases when pore threshold radius increases. Some 91% of the fine micrite particles are associated with mean PTR of less than 0.5 μm and permeability of less than 10mD (Fig. 11). These micrite textures are generally observed in aquifer intervals. Coarse micrites (most of the oil reservoir) are related to a wider range of PTR (0.16–1.03 μm).

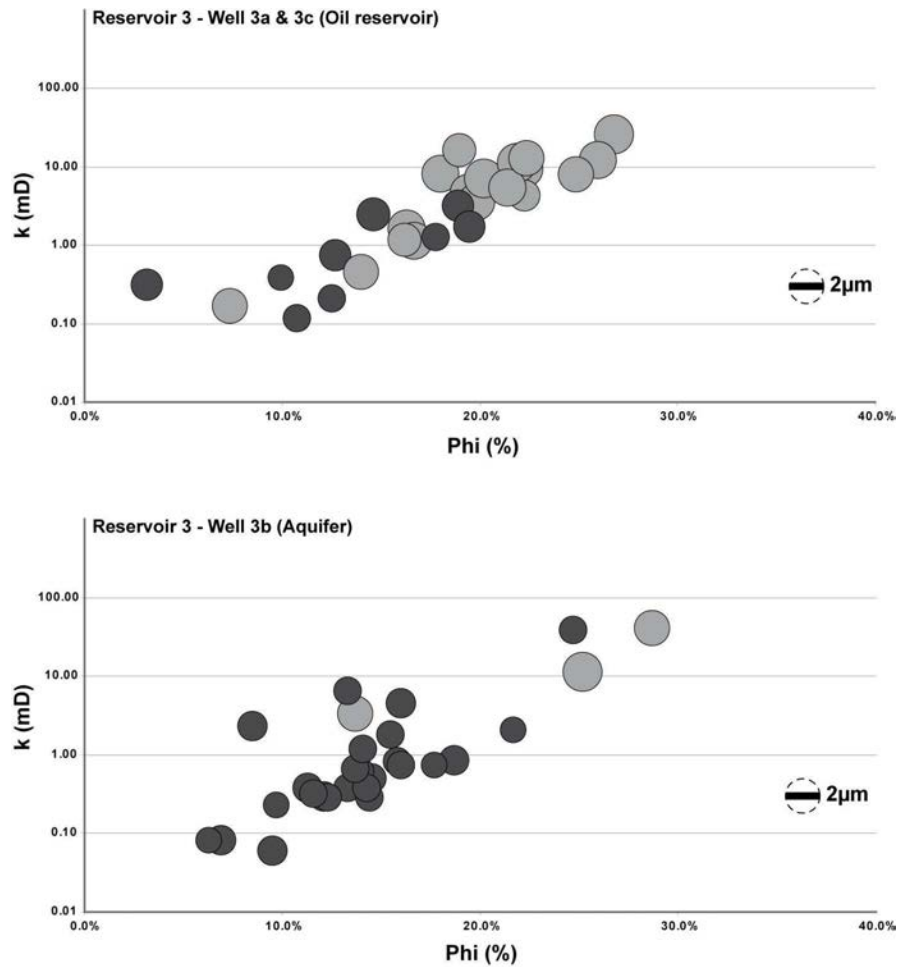


Figure 7.10: Porosity versus permeability (measured on plugs) and associated crystallometry for strictly microporous samples of three wells of Reservoir 3 (Mishrif Formation). The diameter of the discs represents the crystallometry of the particles; (see scale bar). Black discs represent fine (crystallometry < 2 μm) micrites, and grey discs coarse (crystallometry of 2–4 μm) micrites. Well 3a and 3c (oil reservoir) have a predominance of coarse micrites, whereas Well 3b (aquifer) has a predominance of fine micrites. Fine micrites are associated with the lowest petrophysical properties: porosity and permeability are generally less than 20% and 10mD, respectively.

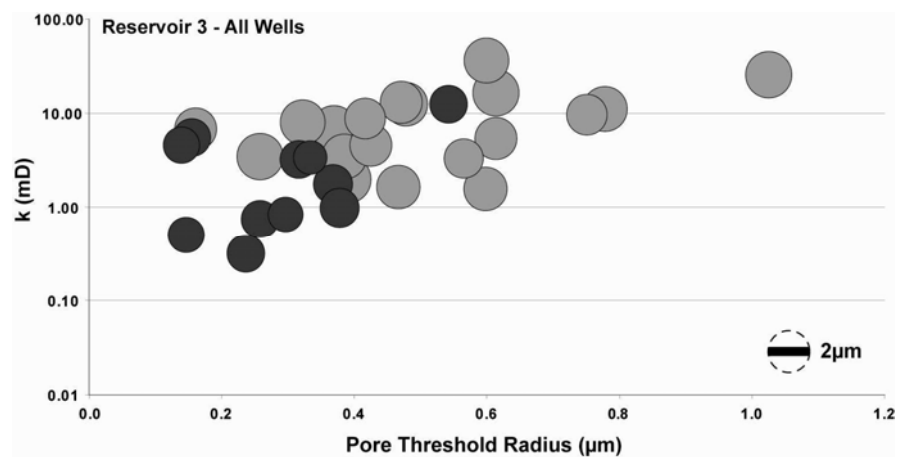


Figure 7.11: Mean pore throat radius (PTR) versus permeability for strictly microporous samples from the Reservoir 3 (Mishrif Formation). The diameter of the discs represents the 2D crystallometry of the particles (see scale bar). Fine micrites (crystallometry < 2 μm – in black) with low permeability values are invariably associated with small micropores less than 0.5 μm on average. Contrariwise, coarse micrites (crystallometry > 2 μm – in grey) are associated with higher permeability.

Based on the PTR curve shape (unimodal or bimodal, symmetry and dispersion) and on the mean values of PTR, three major types of pore throat distributions were recognized in the strictly microporous facies (Fig. 12):

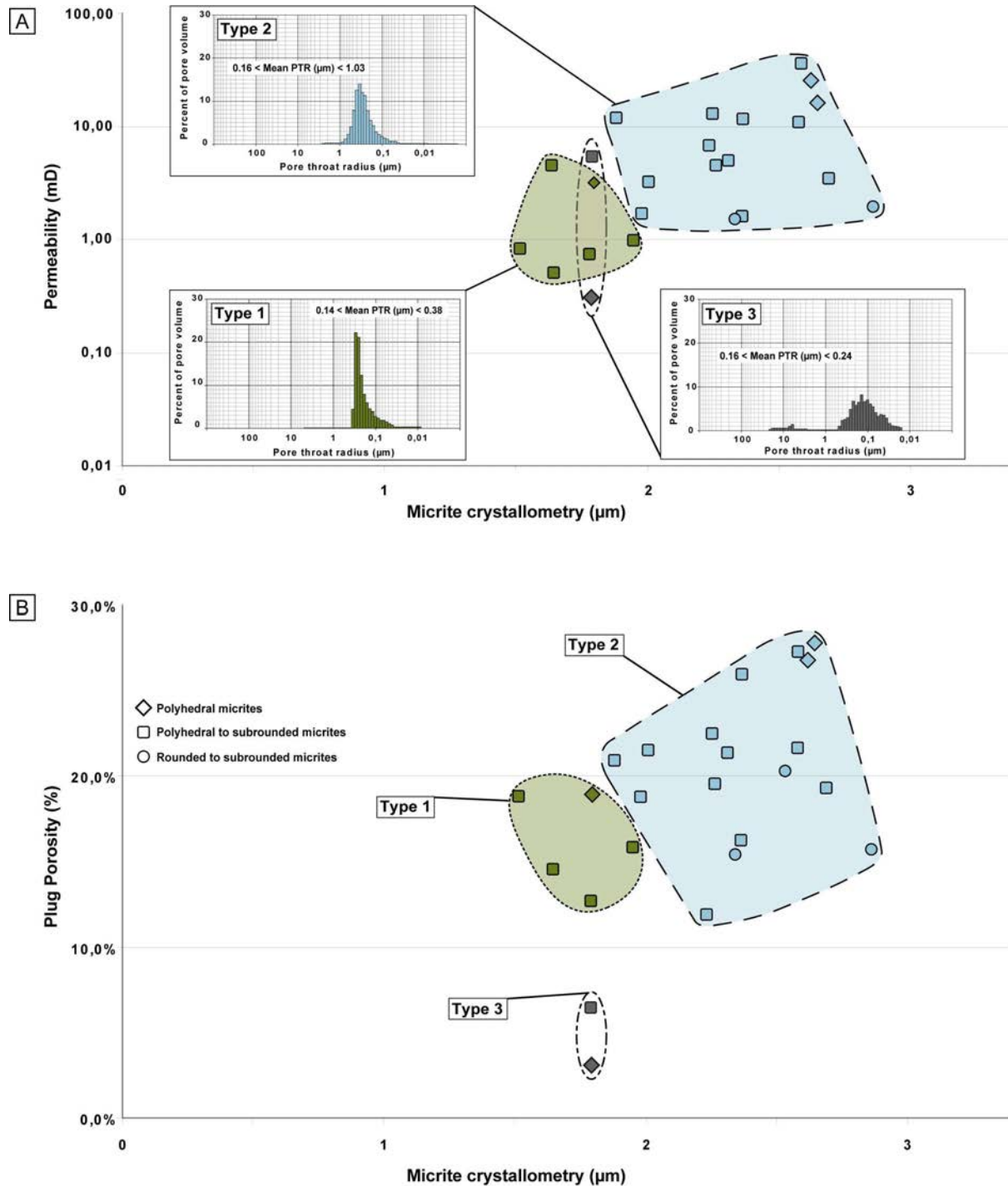


Figure 7.12: Micrite crystallometry versus permeability (A) and porosity (B) measured on plugs for strictly microporous samples of Reservoir 3, and associated distributions of pore access radii. Fine (crystallometry $< 2\mu\text{m}$) micrites with the lower porosity and permeability values are associated with micropores which have a highly skewed (Type 1) or bimodal (Type 3) distribution. Coarser micrites exhibit increased porosity and permeability probably in conjunction with the development of mesopores (*sensu* Hassall et al., 2004).

Type 1 - The asymmetric unimodal distribution of PTR is skewed (0.04–0.40 μm) and corresponds to “strictly microporous micrites” *sensu* Hassal et al. (2004). In our study, type 1 PTR is related to facies having fine homogeneous micrite microtextures, porosity of 13–20% and a permeability range of 0.7 to 8mD. Marzouk et al. (1998) report a similar PTR distribution with mean pore throat values of about 0.3 μm for the mudstone and wackestone textures of the Thamama Formation of Abu Dhabi.

Type 2 - The distribution is unimodal and symmetrical. The distribution indicates mean PTR of 0.16–1.03 μm depending of the samples. All the strictly microporous samples with a type 2 PTR have crystallometry of more than 1.9 μm (average of 2.4 μm) and a 2–50 mD permeability range.

Type 3 - A bimodal distribution of PTR is recorded for two strictly microporous samples having a crystallometry of about 1.8 μm (Fig. 12A). In these two samples, the main mode is about 0.15 μm and a secondary mode is about 6 μm . This very small main mode is probably related to the very low porosity (less than 8%) of these samples. The secondary mode is thought to correspond to meso-pores *sensu* Hassal et al. (2004). Thus, Figure 12 shows that permeability increases with micrite particle size and logically with the scattering of the main mode of PTR distribution.

6. Synthesis and discussion

Lucia (1995, 1999), Melim et al. (2001), Lambert et al. (2006) and Richard et al. (2007) report that permeability and distribution of pore access radii in strictly microporous limestones are partly controlled by the crystallometry of the micrite particles. This relationship between crystallometry and petrophysical properties is well-known in coarser carbonate sediments such as grainstones (Melzer & Budd, 2008) but is poorly quantified in muddy carbonates. In such facies, the question of a major impact of micrite morphometry on porosity and permeability variations is still debated.

Observations made in the present study suggest that fluid flow properties are controlled not only by the crystallometry of the micrite crystals but also by their morphology, which has a major impact on the pore network and reservoir quality. For example, rounded and fused micrites exhibit the same range of crystallometry (2–3.15 μm and 2.1–3.2 μm , respectively) but have very different permeability ranges. This indicates that particle crystallometry may influence permeability only where micrites are polyhedral to rounded.

Six micrite microtextures with distinctive morphometries are observed. When their Phi-k-PTR properties are compared, these microtextures can be grouped into three petrophysical classes: (1) class C facies (C for Coarse) are strictly microporous limestones with relatively good reservoir properties due to coarse punctic-to-partially coalescent micrites; (2) class F facies (F for Fine) are strictly microporous limestones with poor reservoir properties due to fine punctic-to-partially coalescent micrites; (3) class D facies (D for

dense) are non-porous dense mud-dominated limestones with very poor reservoir properties due to compact anhedral or fused micrites. The vertical and lateral distribution of these classes is a key factor in understanding the water and oil distribution in microporous carbonate reservoirs.

One of the main problems in interpreting micrite matrixes and their associated microporosity is to determine the origin and initial mineralogy of the mud (Turpin et al., 2008, in press). While the Cretaceous was a calcite-sea period (Sandberg, 1983; Hardie, 1996; Stanley et al., 2002), the aragonite/calcite and the HMC/LMC (High Mg Calcite/Low Mg Calcite) ratios of the initial mud remains poorly understood. In the studied facies, aragonitic bioclasts such as rudists, dasycladaceans and gastropods are very common and were sources of aragonitic and micritic particles through bio-erosion or mechanical erosion process (Reid & Macintyre, 1998). These aragonitic particles were mixed with calcite particles to produce an initial heterogeneous mud which is now stabilized into a LMC matrix. Depending on several biological and sedimentological factors such as carbonate bio-producer assemblages, sea water chemistry and temperature, redistribution of micritic particles by flows, the initial aragonite/calcite and HMC/LMC ratios would change from bed to bed, influencing the process of matrix stabilization during diagenesis, so influencing the distribution of the petrophysical classes. Various diagenetic models have been suggested for the mineralogical and textural stabilization of microporous matrixes in ancient neritic limestones. While some of them argue for stabilization in sea-waters (Moshier, 1989b; Holail & Lohmann, 1994; Al-Aasm & Azmy, 1996; Richard et al., 2007; Coimbra et al., 2009) most others argue for an influence of meteoric waters in very shallow to shallow burial conditions (Budd, 1989; Perkins, 1989; Jones & Kahle, 1995; Volery et al. 2009; 2010b). Determining such controlling sedimentologic and diagenetic factors is a key point to understand and predict the distribution of the C, F and D petrographical classes.

6.1. Strictly microporous limestones with coarse punctic-to-partially coalescent micrites (class C)

Strictly microporous class C facies contain coarse micrites (crystallometry $>2\mu\text{m}$) whose euhedral to subhedral micrite crystals have punctic to partially coalescent contacts. The dominant microtextures are sub-rounded and microrhombic/polyhedral. This class has good to excellent porosity (8 to 28%) and poor to moderate permeability (0.2 to 190mD). Mean PTR values are generally greater than $0.5\mu\text{m}$ and pore throat radius distributions are unimodal (Type 2 in Fig. 12).

Lucia (1995, 1999), Melim et al. (2001), Beiranvand (2003), Lambert et al. (2006), Lønøy (2006), Richard et al. (2007) and many other authors suggest that permeability is a function of grain size and pore type. In the class C micrite facies there is a relationship between increased crystallometry, increased permeability and heterogeneity of the PTR (Fig. 12A). However, no clear relationship exists between porosity and crystallometry of the class C micrites (Fig. 10 and 12B).

6.2. Strictly microporous limestones with fine punctic-to-partially coalescent micrites (class F)

Strictly microporous class F facies are composed of fine (crystallometry $<2\mu\text{m}$), punctic-to-partially coalescent crystals with a polyhedral-to-subrounded morphology. Porosity values are poor to excellent (3–23% but generally lower than 20%) and permeability is less than 10mD. However, for a given porosity, the permeability of the class F micrites is not systematically lower than in class C micrites. This fact would be explained by the coalescence of micrite particles which is sometimes higher in the class C micrites, reducing the inter-crystalline pore space.

Mean PTR are lower than $0.5\mu\text{m}$. The PTR distribution is generally unimodal and highly skewed (Type 1 in Fig. 12), except for samples with poor porosity ($3 < \Phi < 10\%$) which display a bimodal PTR distribution (Type 3). $0.5\mu\text{m}$ is a classic PTR cut-off proposed as a limit between irreducible waters and oil emplacement (Hassal et al., 2004; Maliva et al., 2009). This observation is consistent with data published by Marzouk et al. (1998), who reported a similar pore threshold distribution and mean pore throat size (about $0.3\mu\text{m}$) for the mudstone and wackestone with particles of $1\text{--}2\mu\text{m}$ in size of the Thamama of Abu Dhabi. Small inter-crystalline pores between the punctic-to-partially coalescent small crystals induce poor permeability (Melim et al., 2001). Due to capillary forces, highly irreducible water prevails (Kieke & Hartmann, 1974; Cantrell & Hagerty, 1999; Maliva et al., 2009; Cox et al., 2010) and oil impregnation is not homogeneous (Smith et al., 2003). Patchy oil impregnation may develop, however, when microfissures or poorly cemented burrows form small drains within these poorly permeable class F intervals.

6.3 Factor controlling distribution of the C and F petrophysical classes

In the reservoirs under study, distribution of the C and F petrophysical classes cannot be explained only either by a sedimentologic or by a diagenetic control. In some cases, such as the base of the well 3c or the top of the well 3b in the reservoir 3, coarse micrites are only found in association with rudist-rich bioclastic shoals and back shoal environments (Fig. 8). Inversely, fine micrites predominate in the protected inner platform. Statistically, the distinction of micrite crystallometry in terms of facies and depositional environments is also verified for all the sample of the reservoirs 2 and 3 (Fig. 13A), where Anova test ($p=1.05.10^{-5}$) shows that micrite crystallometry is significantly different in protected inner platform (fine micrites) than in back shoal and bioclastic shoals (coarse micrites). These relationships attest for a sedimentologic control, related to the initial crystallometry of the particles. In some recent carbonate environments, like in Belize (Gischler & Zingeler, 2002), or in Jamaica (Reijmer & Andresen,

2007), it was demonstrated that crystallometry of recent neritic carbonate mud is partially a function of hydrodynamism. However, in ancient carbonate platforms, this kind of relationship remains very difficult to prove and to quantify, mostly because dissolutions and epitaxial overgrowths would modified the initial size and shape of the micritic particles during burial (Loreau, 1982; Turpin et al., 2008). Whatever the impact of the sedimentologic sorting, some cored intervals do not show obvious relationships between the crystallometry of the micrite particles and the depositional environments (Fig. 8). This is observed, for example, in the top of the Well 3C, where numerous coarse micrites are associated with low energy protected platform environment.

In the strictly microporous samples of three studied reservoirs, Figure 13B shows that samples of the C Class dominate micrite assemblages of the bioclastic shoals (75%). Class F dominates in protected platform and back shoal environments; they represent 49% and 53 % of the samples. However this figure shows that class C also commonly develops from micritic sediments deposited in the back shoal (44%) and low energy protected platform environments (41%), demonstrating that hydrodynamism is not the only control on its distribution.

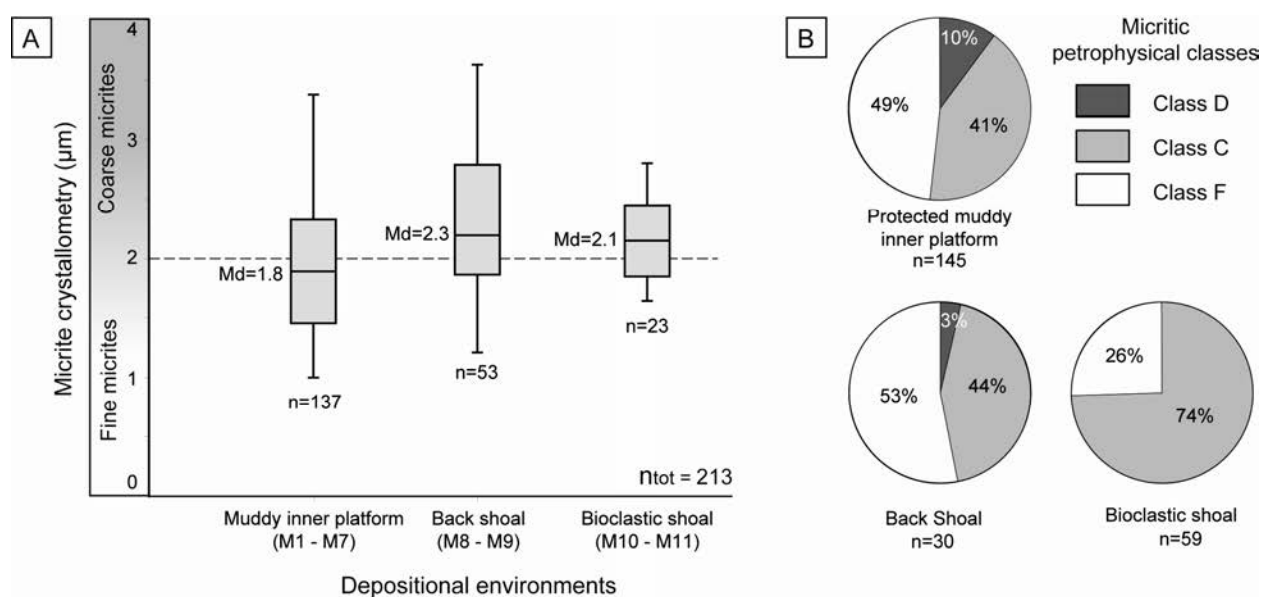


Figure 13: (A) Box-plot showing distribution of the micrite crystallometry in micritic matrix associated to the protected muddy platform, to the back shoal and to the bioclastic shoals depositional environments (Mishrif, Reservoirs 2 and 3). Boxes represent quartiles Q1 (25%) and Q3 (75%). Extreme values are minima and maxima of the crystallometries. (B) Proportions of the different micritic petrophysical classes in strictly microporous samples associated to the different depositional environments (Reservoirs 1, 2 and 3).

A key point is that C class micrites observed in sediments deposited in the protected platform environments are often distributed directly below major sequence boundaries, and especially below sequence boundaries associated with early diagenetic features such as macro and micro dissolutions and meteoric cements (Fig. 8). For example, in the Mishrif reservoir of Qatar, Class C that develops from sediments deposited in the low energy protected platform are restricted to a 45 meter - thick interval

located just below the TMU (interval 1 in the Fig. 8A). This same interval also shows several meteoric diagenetic features such as: (1) macro-karstic cavities filled by laminated clays or clay-rich micrites (Fig. 7), (2) dissolved aragonitic bioclasts, (3) meteoric sparry calcites C1 affected by strong corrosion gulfs (Fig. 6). As proposed by Massonat & Pernarcic (2002) and Botton-Dumay et al. (2002) we attribute these features to a thick meteoric aquifer. Meteoric diagenesis below the TMU is commonly observed through the Middle East and is assumed to have a major impact on macroporous and microporous reservoirs (Burchette & Britton, 1985; Alsharhan & Nairn, 1993; Burchette, 1993; Alsharhan, 1995). It is mainly due to one of the most important sea-level fall of the Late Cretaceous (Haq & Al-Qahtani, 2005) and is locally amplified by tectonic uplifts (Ziegler, 2001). Scalenohedral, inclusion-free meteoric calcite cements (C1) are observed lining the walls of moldic vugs and dissolution cavities. These cements predate mechanical compaction and are sometimes sealed by micritic or clayed internal sediments infilling the cavities (Fig. 7). Thus, they precipitated early, in a phreatic environment, during the sedimentary gap associated to the TMU, from meteoric parent waters with a low Mg/Ca ratio, as in other Cenomanian limestones of the Middle East (Aqrabi et al., 1998; Immenhauser et al., 2000; Al-Dabbas & Al-Jassim, 2010). Dissolution features (karstic cavities and corrosion gulfs in C1) and meteoric cements (C1 and perhaps C2) alternated during the sedimentary hiatus associated with the TMU. This would be due to water-table fluctuations controlled by sea level variations during Turonian lowstands.

The ^{13}C trend measured below the TMU may be explained as meteoric input below the TMU (Fig. 6E and Fig. 8). Micritic sediments located under the influence of meteoric inputs below the TMU show negative ^{13}C between -0.3 and -3.8‰ V-PDB, whereas micritic sediments located below this interval have systematically positive values between 1.1 and 3.5‰ V-PDB (Fig. 6E and Fig. 8). The shift between negative to positive ^{13}C values coincides (1) with a rapid decrease of crystallometry, and (2) with the last occurrence of corrosion gulfs in meteoric cements C1, and disappearance of karstic cavities associated with the TMU. Moreover, these negative ^{13}C values in micrites are similar to those measured in most of the C1 and C2 meteoric cements. These coincidences suggest that soil derived CO_2 (with a low ^{13}C) associated with the TMU exposure surface influence mineralogical and chemical stabilisation of the micritic matrix in this interval. In vadose and phreatic leaching interval with high pCO_2 derived from soils, selective dissolution of HMC and aragonite crystals commonly occurs (Moore, 2001). This phenomenon would create small spaces between undissolved LMC crystals and would probably contribute to enhanced porosity and permeability of the petrophysical C class. Some calcium and carbonate ions produced by aragonite and HMC dissolutions would also be available for limited calcite overgrowth around the LMC micrite crystals initially present (Volery et al., 2010b). These crystals become coarser (Fig. 14), but less numerous, as observed in the petrophysical Class C (see coarse micrites on Fig. 5).

Contrary to class C, class F mud-dominated facies are rarely affected by the early dissolution features mentioned above, suggesting that these sediments were always located below the under-saturated

leaching zone (Fig. 14). This suggests that during matrix stabilization carbonate saturation of water remains relatively high, promoting the progressive replacement of HMC and aragonite particles by LMC. Such progressive replacement is consistent with ^{13}C values measured on the class F micrites in Reservoir 3 (Fig. 8). These values are close to those expected for Cenomanian marine sediments (Price et al., 1998), indicating a recycling of initial marine muds and bioclasts during burial. One of the consequences of this process (poor dissolution and high replacement) is that the number of micrite crystals remains constant (see fine micrites on Fig. 5).

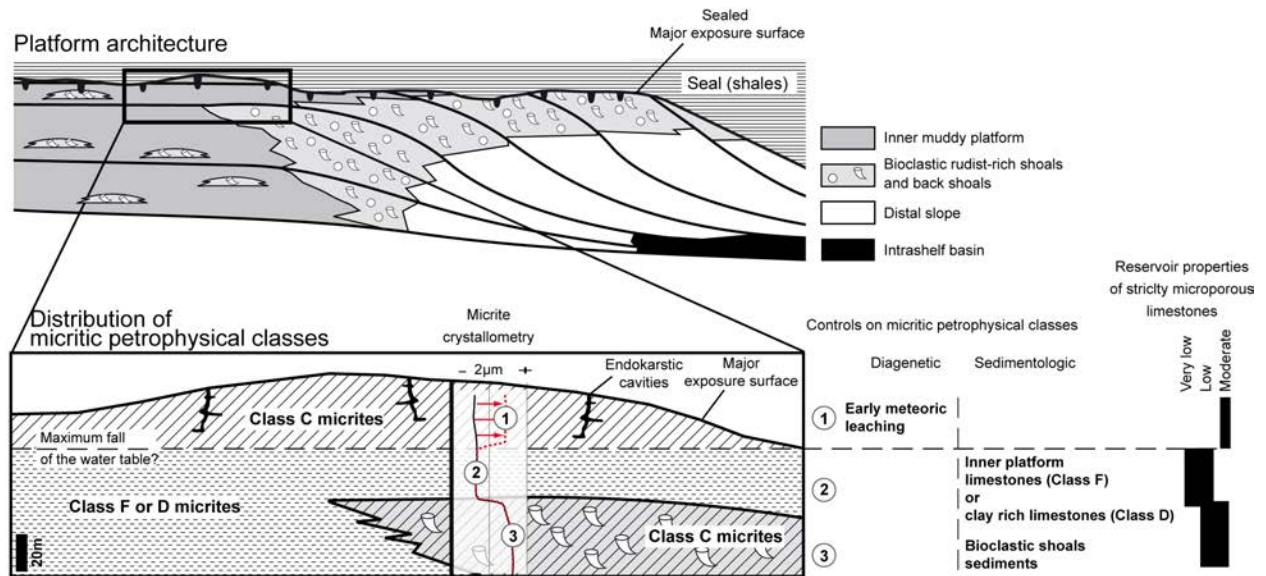


Figure 14: Simplified model of platform showing the distribution of three micritic petrophysical classes on a buried Mishrif or Habshan platform affected by a major exposure surface and reservoir properties of strictly microporous limestones. Petrophysical Class C micrites would be founded either in a meteoric leaching interval below the exposure surface or in bioclastic facies of the shoals and back-shoal environments. Petrophysical Class F and D micrites would be founded below the meteoric leaching interval, respectively in clay-poor and clay-rich mud-supported limestones. Black curve indicates the supposed initial crystallometry of the micritic particles related to the depositional environment, whereas dotted line shows the supposed shift of the crystallometry in relation with early diagenetic impact of the exposure surface.

6.4. Non porous mud-dominated facies with compact anhedral to fused dense micrites (class D)

Matrixes of the non porous mud-dominated class D facies have coarse to fine, fully coalescent (facial junctions), subhedral to anhedral particles. These characteristics explain the poor reservoir properties of class D facies: this class has low porosity (<10%) and very low permeability values (95% of the samples have $k < 1\text{mD}$). No PTR data are available for these samples, but SEM observations show very small and patchy micropores, less than $1\text{ }\mu\text{m}$ in diameter. Porosity/permeability ranges (2.9–4.8% and $< 2\text{mD}$, respectively) published by Richard et al. (2007) for compact micrite textures are consistent with our data. Moreover, Lambert et al. (2006) also propose that anhedral compact microtexture is associated with low

porosity (mostly less than 15%) values measured on micrite-rich limestones from the Mishrif Fm. (Cenomanian), the Kharai Fm. (Barremian–Aptian) and the Arab Fm. (Kimmeridgian) of the Middle East. Some micrite matrixes (mostly subrounded to polyhedral) of the Arab Fm. of Saudi Arabia are associated with porosity values of less than 5% generally (Cantrell & Hagerty, 1999). In our study, porosity of less than 5% corresponds to tight coalescent microtextures.

6.5 Factors controlling distribution of the D petrophysical class

The class D mud-dominated facies are uncommon in the oil reservoirs under study. They are observed only in inter-reservoir layers and in limestones interstratified in reservoir cap rock (mostly in Reservoirs 1 and 2). Alternation of dense and microporous micrites is not peculiar to these reservoirs: it is commonly observed in other carbonate series that include thin or thick microporous layers (e.g. Richard et al., 2007; Brigaud et al., 2010; Volery et al., 2010b, Cox et al., 2010). Different hypotheses which include syndedimentary marine micro-cementation, meteoric micro-cementation near the water table or late matrix stabilization under burial conditions (Loreau, 1983, Negra & Loreau, 1988; Richard et al., 2007; Volery et al., 2010) have been proposed to explain this petrophysical class. The hypothesis of late stabilization during burial highlight the role of micro-stylolitisation between particle-to-particle contacts and the concomitant micro-epitaxial growth of LMC on micrite particle faces which are not affected by microstylolites.

In the reservoirs 1 and 2 we note that smooth stylolites and micro-stylolites are especially developed in class D facies. We also observed that the mean clay content in class D facies is around 10 to 20% (mostly Illite and interstratified Illite-Smectite) whereas it is only between 0.1 to 10% in the F and C class sediments (mostly Illite and Kaolinite in various proportions). These two relations suggest that moderate to high clay content acts as a catalyst for pressure/dissolution processes and promote degradation of microporosity and permeability by micro-stylolitization and micro-cementation between micrite crystals. Such catalyst phenomena is well known to promote destruction of macroporosity in carbonate reservoirs (Lambert et al., 2006; da Silva et al., 2009; Cox et al., 2010) but is here documented at the scale of micropores network.

7. Conclusions

In three Cretaceous microporous carbonate oil reservoirs of the Middle East, petrographical observations of microtextures provide significant insight into fluid flow properties and hydrocarbon location in relation to depositional environments and diagenetic patterns. Micrite particle crystallometry, crystal morphology

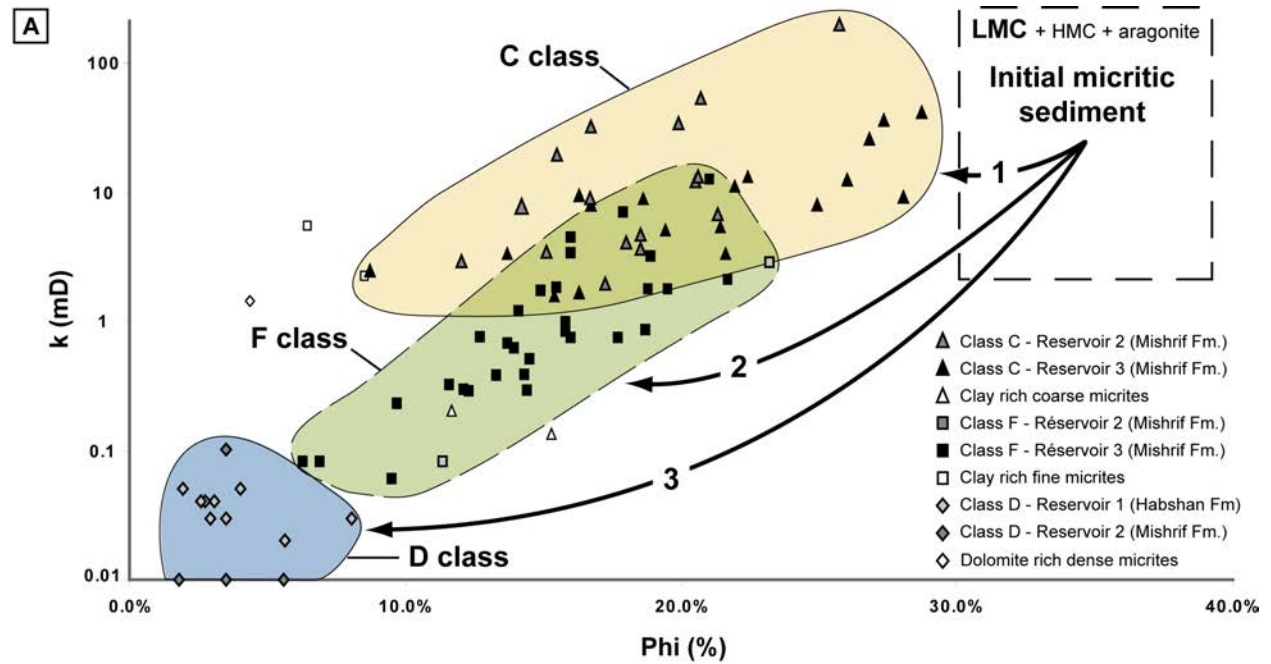
and inter-crystal contact types are the most important parameters controlling the reservoir properties of microporous mud-dominated facies. In terms of fluid flow properties and fluid occurrence, this study shows that three petrophysical classes of non-macroporous facies are present in the reservoir systems.

Strictly microporous class C: Coarse (crystallometry $>2\mu\text{m}$) polyhedral to rounded micrite fabrics with good to excellent porosity (up to 28%), poor to moderate permeability (up to 190 mD – Fig. 15) and a mean pore threshold radius generally of more than $0.5\mu\text{m}$. The better oil saturations and recovery potentials are generally measured in the inter-crystalline microporosity of this class C micrites.

Strictly microporous class F: Fine (crystallometry $<2\mu\text{m}$) polyhedral, subrounded and rounded micritic microtextures with poor reservoir properties (porosity generally $< 20\%$, permeability $< 10\text{mD}$ and mean pore throat radius $< 0.5\mu\text{m}$ – Fig. 15) and a generally skewed unimodal pore throat distribution. Capillarity forces mean that fine microporous micrites are generally associated with aquifer intervals, but are sometimes observed in the oil reservoir zone where they are associated with greater water saturation and negligible oil recovery. The slope of the porosity-permeability trend is higher for the Class F than for the Class C (Fig. 15A). This should be a characteristic of microporous carbonates, and a major difference with those classically observed for coarse macroporous carbonates (e.g. Lucia, 1995). However, the absence of precise porosity-permeability-crystallometry data in other basins can not generalize these observations.

Class D: Dense anhedral compact and sutured microtextures with very poor reservoir properties (permeability generally $< 0.05\text{mD}$ – Fig. 15). This class predominates in dense inter-reservoir layers and in dense limestone beds interstratified within reservoir cap rock (mostly observed in the Habshan Formation of the United Arab Emirates).

The vertical distribution of the three petrophysical classes is related to sedimentologic and diagenetic controls (Fig. 14 and Fig. 15). Among these factors, three are especially highlighted: (a) the moderate to high hydrodynamism of rudist shoals and back shoals depositional settings promoted the winnowing of fine micritic particles and the initial development of coarse micrites (class C) whereas fine micrites (Class F) are mostly developed from facies deposited in a low energy muddy inner platform setting (Fig. 14 and Fig. 15); (b) the occurrence of thick meteoric leaching intervals below exposure surfaces, where early dissolutions of HMC and aragonite particles take place together with limited epitaxial cementation around LMC particles, induced coarser micrites (class C) with negative ^{13}C values, even from muddy facies deposited in the muddy inner platform setting (Fig. 14 and Fig. 15); (c) relatively high clay contents (between 10 and 20%) due to sedimentologic factors promotes pressure-solution between micrite particles during burial, inducing the progressive transformation of dense anhedral micrites (class D).



B

	Porous micrites		Tight micrites
Microtextures	Rounded to Polyhedral		Anhedral compact to Fused
Petrophysical class	C class	F class	D class
Crystallometry	2 - 4µm	0.1 - 2µm	1 - 4µm
Porosity	85% of samples > 15%	49% of samples > 15%	0% of samples > 15%
Permeability	70% of samples > 5mD	5% of samples > 5mD	0% of samples > 5mD
Mean PTR	0.16 - 1.03µm	<0.5µm	?
Fluids	Oil / Water	Water	- / Water

Figure 15: (A) Possible evolution of an initial micritic sediment to non-macroporous petrophysical classes observed in the studied reservoirs. Trajectory 1: C class micrites are related either to a relatively moderate energy environments (e.g. rudist-rich bioclastic shoals) favouring the sedimentologic winnowing of the finer particles and/or to an early exposition in a meteoric leaching zone where dissolution of HMC and aragonite particles favoured the creation of larger intercrystalline pore spaces and small calcite overgrowths around LMC particles. Trajectory 2: F class is mainly observed in muddy protected platform facies where low energy conditions favoured deposition of the finer particles. These samples are also related to long-term stabilization in over-saturated reducing waters below vadose intervals. Trajectory 3: D class is usually associated with pressure-solution processes (burial diagenesis) which are enhanced by initial clay content above 10%. Porosity and permeability values were measured on plugs. (B) Table summarizing the different properties (crystallometry, porosity, permeability, mean PTR and fluid impregnations) of each petrophysical class.

Acknowledgements

This paper is part of PhD work at the University of Burgundy and a contribution to the SEDS (Systèmes, Environnements et Dynamiques Sédimentaires) team of the Biogéosciences (UMR 5561) laboratory. We are grateful to the Total E&P Carbonate Team and Cécile Pabian-Goyheneche for their help. This paper has benefited greatly from discussions with C. Volery (University of Geneva), B. Brigaud (University of Burgundy) and A. Foubert (University of Leuven). The authors would like to thank Hildegard Westphal, Leslie Melim, Jerry Lucia, John Reijmer and the anonymous reviewers for their very constructive suggestions that have improved the quality of the original manuscript.

References

- Ahr, W.M., 1989. Early diagenetic microporosity in the Cotton Valley Limestone of East Texas. *Sedimentary Geology* 63, 275-292.
- Ahr, W.M., Allan, D., Boyd, A., Bachman, H.N., Smithson, T., Clerke, E.A., Gzara, K.B.M., Hassall, J.K., Murty, C.R.K., Zubari, H., Ramamoorthy, R., 2005. Confronting the carbonate conundrum, *Oilfield Review* 17, 19-29.
- Al-Aasm, I.S., Azmy, K.K, 1996. Diagenesis and evolution of microporosity of Middle-Upper Devonian Kee Scarp Reefs, Norman Wells, Northwest Territories, Canada: Petrographic and chemical evidence. *AAPG Bulletin* 80, 82-100.
- Al-Babbas, M., Al-Jassim, J., 2010. Depositional environments and porosity distribution in regressive limestone reservoirs of the Mishrif Formation, Southern Iraq. *Arabian Journal of Geosciences* 3, 67-68.
- Alsharhan, A.S., 1989. Petroleum geology of the United Arab Emirates. *Journal of Petroleum Geology* 12, 253-288.
- Alsharhan, A.S., 1995. Facies variations, diagenesis, and exploration potential of the Cretaceous rudist-bearing carbonates of the Arabian Gulf. *AAPG Bulletin* 79, 531-550.
- Alsharhan, A.S., Nairn, A.E.M., 1986. A review of the Cretaceous formations in the Arabian Peninsula and gulf: Part 1. Lower Cretaceous (Thamama Group) stratigraphy and palaeogeography. *Journal of Petroleum Geology* 9, 365-391.

Alsharhan, A.S., Nairn, A.E.M., 1988. A review of the Cretaceous formations in the Arabian Peninsula and gulf: Part II. Mid-Cretaceous (Wasia Group) stratigraphy and palaeogeography. *Journal of Petroleum Geology* 11, 89-112.

Alsharhan, A.S., Nairn, A.E.M., 1993. Carbonate platform models of Arabian Cretaceous reservoirs. In: Simo, J.A.T., Scott, R.W., Masse, J.P. (Eds), *Cretaceous carbonate platforms*, AAPG Memoir, Vol.56, pp. 173-184.

Al-Siddiqi, A., Dawe, R.A., 1999. Qatar's oil and gasfields: A review. *Journal of Petroleum Geology* 22, 417-436.

Anderson, T.F., Arthur, M.A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In : Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (Eds), *Stable isotopes in sedimentary geology*. SEPM Short course 10, 1-151.

Aqrawi, A.A.M., Thehni, G.A., Sherwani, G.H., Kareem, B.M.A., 1998. Mid-Cretaceous rudist-bearing carbonates of the Mishrif Formation: an important reservoir sequence in the Mesopotamian basin, Iraq. *Journal of Petroleum Geology* 21, 57-82.

Beiranvand, B., 2003. Quantitative characterization of carbonate pore systems by Mercury-injection methods and image analysis in a homogeneous reservoir. *Society of Petroleum Engineers* 81479.

Botton-Dumay, R., Manivit, T., Massonnat, G., Gay, V., 2002. Karstic high permeability layers: characterization and preservation while modelling carbonate reservoirs. *Society of Petroleum Engineers* 78534.

Brigaud, B., Vincent, B., Durllet, C., Deconinck, J.-F., Blanc, P., Troullier, A. 2010. Acoustic properties of ancient shallow-marine carbonates: effects of depositional environments and diagenetic processes. *Journal of Sedimentary Research* 80, 791-807.

Budd, D.A., 1989. Micro-rhombic calcite and microporosity in limestones: a geochemical study of the Lower Cretaceous Thamama Group, U.A.E. *Sedimentary Geology* 63, 293-311.

Burchette, T.P., 1993. Mishrif Formation (Cenomanian – Turonian), Southern Arabian Gulf: Carbonate platform growth along a cratonic basin margin. In: Simo, J.A.T., Scott, R.W., Masse, J.P. (Eds), *Cretaceous carbonate platforms*, AAPG Memoir, Vol.56, pp. 185-199.

Burchette, T.P., Britton, S.R., 1985. Carbonate facies analysis in the exploration for hydrocarbons: a case-study from the Cretaceous of the Middle – East. In: Brenchley, P.J., Williams, B.P.J. (Eds), *Sedimentology: recent developments and applied aspects*. Geological Society of London, 311-338.

Burchette, T., P., Wright, V., P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology* 79, 3-57.

Cantrell, D.L., Hagerty, R.M., 1999. Microporosity in Arab Formation carbonates, Saudi Arabia. *GeoArabia* 4, 129-154.

Choquette, P.W., Pray, L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin* 54, 207-250.

Christian, L., 1997. Cretaceous subsurface geology of the Middle East region. *GeoArabia* 2, 239-256.

Coimbra, R., Immenhauser, A., Olóriz, F., 2009. Matrix micrite $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ reveals synsedimentary marine lithification in Upper Jurassic Ammonitico Rosso limestones (Betic Cordillera, SE Spain). *Sedimentary Geology* 219, 332-348.

Connally, T.C., Scott, R.W., 1985. Carbonate sediment-fill of an oceanic shelf, Lower Cretaceous, Arabian Peninsula. In: Crevello, P.D., Harris, P.M. (Eds.), *Deep-water carbonates: buildups, turbidites, debris flows and chalk - a core workshop*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Core Workshop, N° 6, pp. 266-302.

Cox, P.A., Wood, R.A., Dickson, J.A.D., Al Rougha, H.B., Shebl, H., Corbett, P.W.M. 2010. Dynamics of cementation in response to oil charge: evidence from a Cretaceous carbonate field, U.A.E. *Sedimentary Geology* 228, 246-254.

da Silva A., C., Loisy C., Cerepi A., Toullec R., Kiefer E., Humbert L., Razin P., 2009. Variations in stratigraphic and reservoir properties adjacent to Mid-Paleocene sequence boundary, Campo section, Pyrenees, Spain. *Sedimentary Geology* 219, 237-251.

Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification en genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 27, 107-118.

Dickson, J.A.D., Wood, R.A., Bu Al Rougha, H., Shebl, H., 2008. Sulphate reduction associated with hardgrounds: Lithification afterburn! *Sedimentary Geology* 205, 34-39.

Domingo, C., García-Carmona, J., Loste, E., Fanovich, A., Fraile, J., Gómez-Morales, J., 2004. Control of calcium carbonate morphology by precipitation in compressed and supercritical carbon dioxide media. *Journal of Crystal Growth* 271, 268-273.

Ehrenberg, S.N., Aqrawi, A.A.M., Nadeau, P.H., 2008. An overview of reservoir quality in producing Cretaceous strata of the Middle East. *Petroleum Geoscience* 14, 307-318.

Ferket, H., Ortuño-Arzate, S., Roure, F., Swennen, R., 2003. Lithologic control on matrix porosity in shallow-marine cretaceous reservoir limestones: A study of the Peñuela reservoir outcrop analogue (Cordoba Platform, Southeastern Mexico). In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*, AAPG Memoir, Vol.79, pp. 283-304.

Flügel, E., 2004. *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application*. Springer, 976pp.

Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestones types. In: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of carbonate rocks*. AAPG Memoir, Vol.1, pp. 62-84.

Fournier, F., Borgomano J., 2009. Critical porosity and elastic properties of microporous mixed carbonate-siliciclastic rocks. *Geophysics* 74, 93-109.

Friedman, G.M., 1964. Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *Journal of Sedimentary Research* 34, 777-813.

García-Carmona, J., Gómez-Morales, J., Rodríguez-Clemente, R., 2003. Rhomboedral-scalenohedral calcite transition produced by adjusting the solution electrical conductivity in the system $\text{Ca}(\text{OH})_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Journal of Colloid and Interface Sciences* 261, 434-440.

Gischler, E., Zingeler, D., 2002. The origin of carbonate mud in isolated carbonate platforms of Belize, Central America. *International Journal of Earth Sciences* 91, 1054-1070.

Haq, B.U., Al-Qahtani, A.M., 2005. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *Georabia* 10, 127-160.

Hardie, L., A., 1996. Secular variations in seawater chemistry: an explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporates over the past 600 m.y. *Geology* 24, 279-283.

Hassal, J.K., Ferraris, P., Al-Raisi, M., Hurley, N.F., Boyd, A., Allen, D.F., 2004. Comparison of permeability prediction from NMR formation image and other logs in a carbonate reservoir. Society of Petroleum Engineers 88683.

Hassan, T.H., Mudd, G.C., Twombly, B.N., 1975. The stratigraphy and sedimentation of the Thamama Group (Lower Cretaceous) of Abu-Dhabi. 9th Arab Petroleum Congress, Paper 107 B-3, Dubai, 11pp.

Holail, H., Lohmann, K.C., 1994. The role of early lithification in development of chalky porosity in calcitic micrites: Upper Cretaceous chalks, Egypt. *Sedimentary Geology* 88, 193-200.

Hollis, C., Varhenkamp, V., Tull, S., Mookerjee, A., Taberner, C., Huang, Y., 2010. Pore system characterization in heterogeneous carbonates: an alternative approach to widely-used rock-typing methodologies. *Marine and Petroleum Geology* 27, 772-793.

Humbert, L., 1976. *Eléments de pétrologie dynamique des systèmes calcaires. Description macroscopique et microscopique, diagenèse, applications.* Technip Eds. 213p.

Immenhauser, A., Creusen, A., Esteban, M., Vonhof, H.B., 2000. recognition and interpretation of polygenic discontinuity surfaces in the middle Cretaceous Shu'aiba, Nahr Umr, and Natih formations of Northern Oman. *GeoArabia* 5, 299-322.

Joachimski, M.M., 1994. Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains. *Sedimentology* 41, 805-824.

Jones, B., Kahle, C., F., 1995. Origin of endogenetic micrites in karst terrains; a case study from the Cayman Islands. *Journal of Sedimentary research* 65, 283-293.

Kaldi, J., 1989. Diagenetic microporosity (chalky porosity), Middle Devonian Kee Scarp reef complex, Norman Wells, Northwest Territories, Canada. *Sedimentary Geology* 63, 241-252.

Kieke, E.M., Hartmann, D.J., 1974. Detecting microporosity to improve formation evaluation. *Journal of Petroleum Technology*, 1080-1086.

Lambert, L., Durlet, C., Loreau, J.P., Marnier, G., 2006. Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic-Cretaceous): keys for recognition and timing. *Marine and Petroleum Geology* 23, 79-92.

Lasemi, M., Sandberg, P.A., 1993. Microfabric and compositional clues to dominant mud mineralogy of micrite precursor. In: Rezak, R., Lavoie, D.L. (Eds), Carbonate microfabrics. Springer, Berlin Heidelberg New-York, pp. 147-184.

Lønøy, A., 2006. Making sense of carbonate pore systems. AAPG Bulletin 90, 1381-1405.

Loreau, J.P., 1972. Pétrographie de calcaires fins au microscope électronique à balayage: introduction à une classification des "micrites". Comptes rendu de l'Académie des Sciences, Paris, 274, 810-813.

Loreau, J.P., 1982. Sédiments aragonitiques et leur genèse. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle XLVII. 312pp.

Lucia, F. J., 1995. Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. AAPG Bulletin 79, 1275-1300.

Lucia, J.L., 1999. Carbonate Reservoir Characterization. Springer-Verlag, 226 pp

Maliva, R.G., Missimer, T.M., Clayton, E.A., Dickson, J.A.D, 2009. Diagenesis and porosity preservation in Eocene microporous limestones, South Florida, USA. Sedimentary Geology 217, 85-94.

Mallon, A.J., Swarbrick, R.E., 2008. How should permeability be measured in fine-grained lithologies? Evidence from the chalk. Geofluids 8, 35-45.

Marzouk, I., Takezaki, H., Suzuki, M., 1998. New classification of carbonate rocks for reservoir characterization. Society of Petroleum Engineers 49475.

Massonnat, G., Pernarcic, E., 2002. Assessment and modelling of high permeability areas in carbonate reservoirs. Society of Petroleum Engineers 77591.

Melim, L.A.; Anselmetti, F.S., Eberli.G.P., 2001. The importance of pore type on permeability of Neogene carbonates, Great Bahama bank. In: Ginsburg, R.N. (Ed), Subsurface geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas drilling project. SEPM Special publication N°70, pp. 217-238.

Melzer, S.E., Budd, D.A., 2008. Retention of high permeability during shallow burial (300 to 500m) of carbonate grainstones. Journal of Sedimentary Research 78, 548-561.

Moore, C.H., 2001. Carbonate reservoirs. Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. Developments in sedimentology 55. Elsevier, 444pp.

- Moshier, S.O., 1989a. Microporosity in micritic limestones: a review. *Sedimentary Geology* 63, 191-213.
- Moshier, S.O., 1989b. Development of microporosity in a micritic limestone reservoir, Lower Cretaceous, Middle East. *Sedimentary Geology* 63, 217-240.
- Munnecke, A., Westphal, H., Kölbl-Ebert, M., 2008. Diagenesis of plattenkalk: examples from the Solnhofen area (Upper Jurassic, southern Germany). *Sedimentology* 55, 1931-1946.
- Murris, J.R., 1980. Middle East: Stratigraphic evolution and oil habitat. *AAPG Bulletin* 64, 597-618.
- Negra, M.H., Loreau, J.P., 1988. Nanostructures compares et diagenèse polyphasée des micrites dans les "mud-mounds" à rudistes: exemple du Sénonien supérieur du Jebel el Kebar, Tunisie centrale. *Géologie Méditerranéenne*, t. XV, 143-157.
- Nurmi, R., Standen E., 1997. Carbonates: the inside story. *Middle East Well Evaluation review* 18, 28-41.
- Perkins, R.D., 1989. Origin of micro-rhombic calcite matrix within Cretaceous reservoir rock, West Stuart City Trend, Texas. *Sedimentary Geology* 63, 313-321.
- Petricola, M.J.C., Takezaki, H., Asakura, S., 2002. Saturation evaluation in micritic reservoirs: Raising to the challenge. *Society of Petroleum Engineers* 78533.
- Pittman, E.D., 1971. Microporosity in carbonate rocks. *AAPG Bulletin* 55, 1873-1881.
- Price, G.D., 1999. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews* 48, 183-210.
- Price, G.D., Sellwood, B.W., Corfield, R.M., Clarke, L., Cartlidge, J.E., 1998. Isotopic evidence for palaeotemperatures and depth stratification of Middle Cretaceous planktonic foraminifera from the Pacific Ocean. *Geological Magazine* 135, 183-191.
- Razin, P., Taati, F., van Buchem, F.S.P., 2010. Sequence stratigraphy of Cenomanian-Turonian carbonate platform margins (Sarvak Formation) in the High Zagros, SW Iran: an outcrop reference model for the Arabian plate. In: van Buchem, F.S.P., Gerdes, K.D., Esteban, M. (Eds), *Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East*. Geological Society Special Publication 329, 189-218.
- Read, J., F., Horbury, A., D., 1993. Eustatic and tectonic controls on porosity evolution beneath sequence-bounding unconformities and parasequence discontinuities on carbonate platforms. In: Horbury,

A., D., Robinson, A., G. (Eds), Diagenesis and basin development. AAPG Studies in geology, Vol.36, pp. 155-197.

Reid, R.P., Macintyre, I.G., 1998. Carbonate recrystallization in shallow marine environments: a widespread diagenetic process forming micritized grains. *Journal of Sedimentary Research* 68, 928-946.

Reijmer, J.J.G., Andresen, N., 2007. Mineralogy and grain size variations along two carbonate margin-to-basin transects (Pedro Bank, Northern Nicaragua Rise). *Sedimentary Geology* 198, 327-350.

Richard, J., 2008. Mass transfers and volume changes related to pressure solution-fracturing interactions in carbonate rocks: Example of the Oligocene deformation of the Coniacian chalk from the Omeý area (Paris Basin, France). *Journal of Structural Geology* 30, 1300-1313.

Richard, J., Coulon, M., Gaviglio, P., 2002. Mass transfer controlled by fracturing in micritic carbonate rocks. *Tectonophysics* 350, 17-33.

Richard, J., Sizun, J.P., Machhour, L., 2007. Development and compartmentalization of chalky carbonate reservoirs: The Urgonian Jura-Bas Dauphiné platform model (Génissiat, southeastern France). *Sedimentary Geology* 198, 195-207.

Roduit, N., 2008. JMicroVision: Image analysis toolbox for measuring and quantifying 1091 components of high-definition images.

Sadooni, F.N., 2005. The nature and origin of Upper Cretaceous basin-margin rudist buildups of the Masopotamian Basin, southern Iraq, with consideration of possible hydrocarbon stratigraphic entrapment. *Cretaceous Research* 26, 213-224.

Sandberg, P.A., 1983. An oscillating trend in Phanerozoic nonskeletal carbonate mineralogy. *Nature* 305, 19-22.

Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D., Simmons, M.D., 2001. Arabian plate sequence stratigraphy. *Georabia special Publication* 2, Gulfpetrolink, Bahrain, 372pp.

Smith, L.B., Eberli, G.P., Masferro, J.L., Al-Dhahab, S., 2003. Discrimination of effective from ineffective porosity in heterogeneous Cretaceous carbonates, Al Ghubar field, Oman. *AAPG Bulletin* 87, 1509-1529.

Stanley, S., M., Ries J., R., Hardie, L., A., 2002. Low-magnesium calcite produced by coralline algae in seawater of Late Cretaceous composition. *PNAS* 99, 15323-15326.

Trabesli, A., Beg, M.A., 2000. Characterization and mapping of burrowed and microporous intervals in the Arab D reservoir, Dukhan Field, Qatar. Society of Petroleum Engineers, 87238.

Turpin, M., Emmanuel, L., Renard, M., 2008. Nature and origin of carbonate particles along a transect on the western margin of the Great Bahama Bank (Middle Miocene): sedimentary processes and depositional model. Bulletin de la Société Géologique de France 179, 231-244.

Turpin, M., Emmanuel L., Reijmer, J.J.G., Renard M., Whiting-related sediment export along the Middle-Miocene carbonate ramp of the Great Bahama Bank. International Journal of Earth Sciences. *In press*.

Videtich, P.E., Mclimans, R.K., Watson, H.K.S., Nagy, R.M., 1988. Depositional, diagenetic, thermal, and maturation histories of cretaceous Mishrif Formation, Fateh field, Dubai. AAPG Bulletin 10, 1143-1159.

Vincent, B., Fleury, M., Santerre, Y., Brigaud, B. NMR relaxation of neritic carbonates: an integrated petrophysical and petrographical approach. Journal of Applied geophysics, *in press*.

Volery C., Davaud E., Foubert A., Caline B., 2009. Shallow-marine microporous carbonate reservoir rocks in the Middle-East: relationship with sea-water Mg/Ca ratio and eustatic sea level. Journal of Petroleum Geology 32, 313-326.

Volery C., Davaud E., Foubert A., Caline B., 2010a. Lacustrine microporous micrites of the Madrid Basin (Late Miocene, Spain) as analogues for shallow-marine carbonates of the Mishrif reservoir Formation (Cenomanian to Early Turonian, Middle East). Facies 56, 385-397.

Volery C., Davaud E., Durllet, C., Clavel, B., Charollais, J., Caline, B. 2010b. Microporous and tight limestones in the Urgonian Formation (late Hauterivian to early Aptian) of the French Jura Mountains: Focus on the factors controlling the formation of microporous facies. Sedimentary Geology 230, 21-34.

Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag, 471 pp.

Wright, V.P., Alonzo Zarza, A.M., Sanz, M.E., Calvo, J.P., 1997. Diagenesis of Late Miocene micritic lacustrine carbonates, Madrid Basin, Spain. Sedimentary Geology 114, 81-95.

Ziegler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences. Georabia 6, 445-405.

Zinszner, B., Pellerin, F-M., 2007. A geoscientist's guide to petrophysics. IFP Publications, Editions Technip, 384pp.

Conclusions générales & perspectives

*Ce n'est pas la fin. Ce n'est pas le commencement de la fin.
Mais c'est peut-être la fin du commencement.*
Churchill

Conclusions générales

Les principaux objectifs de ce travail étaient :

- De décrire qualitativement et quantitativement les diverses microtextures des matrices micritiques de calcaires néritiques enfouis (ou ayant été enfouis), en particulier celles du réservoir Guiriel (plate-forme cénomaniennne du Golfe Persique).
- De contraindre les processus et les chronologies permettant la stabilisation minéralogique et la lithification des matrices boueuses afin de comprendre quand et comment se fait l'acquisition ou la destruction de leurs qualités réservoir, en lien avec les environnements de dépôt et la diagenèse précoce ou tardive.

Classification microtexturale

Dans le prolongement des études antérieures portant sur la microtexture des micrites des calcaires anciens, une nouvelle classification, microtexturale est proposée pour les matrices micritiques des carbonates enfouis du Moyen-Orient (Chapitres 5 et 7). Basée sur la morphologie des particules micritiques et de leurs contacts, cette classification comporte six microtextures différentes, microporeuses ou denses :

- Les micrites microporeuses sont représentées par les microtextures arrondies, sub-arrondies, scaléno-rhomboédrales et micro-rhombiques à polyhédrales. Ces microtextures sont associées à des micropores intercrystallins bien connectés, liés à des contacts punctiques à partiellement coalescents. Ces microtextures microporeuses sont les plus fréquemment rencontrées dans l'ensemble des réservoirs étudiés. Cependant, les microtextures subarrondie et polyhédrale dominent généralement dans les intervalles réservoirs (par exemple, elles représentent plus de 70% des échantillons du réservoir Guiriel). Les micrites scaléno-rhomboédrales sont les moins observées, uniquement décrites dans la Formation Habshan, associées à des niveaux très macroporeux.
- Les micrites denses, très peu microporeuses, sont représentées par les microtextures anhédras compactes et fusionnées, où les contacts intercrystallins sont totalement coalescents.

Ces micrites sont observées dans les intervalles denses localisés au sein des Formations carbonatées, induisant une stratification des réservoirs.

Cristallométrie

L'étude systématique de la taille des particules micritiques a révélé une hétérogénéité jusque là non quantifiée pour des carbonates enfouis. La cristallométrie des particules micritiques, mesurée sur les clichés MEB, est définie comme la médiane de l'allongement maximum des particules mesurées sur les images MEB au grossissement $\times 5000$. Un seuillage cristallométrique est proposé : les micrites fines ont une cristallométrie inférieure $2\mu\text{m}$, les micrites grossières entre $2\mu\text{m}$ et $4\mu\text{m}$ et les micrites très grossières entre $4\mu\text{m}$ et $10\mu\text{m}$. Les micrites fines et grossières sont observées dans l'ensemble des réservoirs étudiés. Par exemple dans le réservoir Guiriel, ces deux classes cristallométriques représentent respectivement 50% des échantillons (Chapitre 4). Les micrites très grossières sont très peu observées dans les réservoirs étudiés.

Qualités réservoirs des échantillons strictement microporeux

Les différences de microtexture et de cristallométrie des micrites ont logiquement des impacts importants sur la porosité totale des échantillons riches en matrice. En revanche, pour la perméabilité et la taille des seuils de pores, elles n'influencent significativement que les échantillons strictement microporeux, où la microporosité représente au moins 95% de la porosité totale. Pour ces échantillons strictement microporeux, un "rock-typing" comportant trois classes est proposé :

- La Classe C (pour *coarse*) contient des micrites grossières (cristallométrie $>2\mu\text{m}$), arrondies à polyhédrales avec des contacts punctiques à partiellement coalescents. Ces matrices micritiques sont associées à des valeurs de porosité bonnes à excellentes (jusqu'à 28%), des perméabilités modérées (jusqu'à 190mD) et des rayons de seuils de pores moyens (PTR) généralement supérieurs à $0,5\mu\text{m}$. Ces matrices sont souvent associées à des saturations en huile et des taux de récupération relativement importants.

- La Classe F (pour *fine*) comporte des micrites fines (cristallométrie $<2\mu\text{m}$), arrondies à polyhédrales avec des contacts punctiques à partiellement coalescents. Les échantillons strictement microporeux de cette classe ont des qualités réservoirs médiocres : la porosité est généralement inférieure à 20%, la perméabilité à 10mD, et les PTR sont systématiquement inférieurs à $0,5\mu\text{m}$. Ces propriétés

péetrophysiques sont souvent associées à de fortes pressions capillaires, entraînant une forte saturation en eau, et des faibles taux de récupération de l'huile. A titre d'exemple, les sédiments peu poreux et peu perméables de la barrière stratigraphique localisée à l'ouest du réservoir Guiriel sont exclusivement constitués de micrites fines. Ces micrites sont associées à des rayons de seuil de pores moyens inférieurs à 0,3µm expliquant en partie l'absence d'huile dans le réseau microporeux.

- La Classe D (pour *dense*) comporte des micrites à microtextures anhédras compactes et fusionnées. Ces micrites sont dominantes dans les niveaux denses stratifiant les réservoirs (dans la Formation Habshan par exemple). Les qualités réservoirs associées à ces micrites sont très faibles, la perméabilité étant presque toujours inférieure à 0,1mD.

Diversité des matrices initiales et leur rôle sur l'évolution de la microporosité

Les observations effectuées sur différents réservoirs microporeux crétacés du Moyen-Orient (notamment le champ Guiriel) ont montré que la distribution des différentes classes micritiques était partiellement liée aux environnements de dépôt : les micrites grossières dominent nettement dans les environnements de *shoals* bioclastiques et d'arrière *shoals*, tandis que les micrites fines sont généralement majoritaires dans les dépôts de plate-forme interne.

Les mécanismes physiques et/ou biologiques impliqués dans ce contrôle sédimentaire demeurent largement débattus. Il est possible que l'hydrodynamisme ait engendré un tri cristallométrique lors du dépôt final des particules de la boue carbonatée. Il est aussi possible que la taille initiale des particules de la boue carbonatée ait été dépendante des associations de bio-producteurs, des associations de bio-érodés, ou de la précipitation physico-chimique de cristaux de LMC dans un contexte de mer calcitique. Pour les mêmes raisons, les proportions initiales entre les fines particules d'aragonite, de HMC et de LMC ont pu varier dans le temps et dans l'espace, induisant des processus diagénétiques différents, donc des morphométries de micrites distinctes après enfouissement. Les incertitudes sur l'importance respective de chacun de ces contrôles sont en partie reliées au déficit de connaissances sur les boues carbonatées néritiques actuelles pour lesquelles il existe très peu de données cristallométriques et minéralogiques quantifiées pour les particules inférieures à 4µm.

La quantité d'argile initialement présente dans la boue carbonatée est autre facteur important. Il est montré que dans plusieurs réservoirs du Moyen-Orient (*e.g.* formation Mishrif d'Irak et Habshan des Emirats Arabes unis) des proportions d'argiles assez importantes dans la matrice carbonatée (souvent supérieur à 10%) allaient, au cours de l'enfouissement, favoriser le développement de microtextures compactes (anhédras compactes ou fusionnées) par le jeu de la compaction.

Le rôle prépondérant des émerisions précoces

Dans le Crétacé du Moyen-Orient la plupart des réservoirs carbonatés partiellement ou essentiellement microporeux sont coiffés par des surfaces d'émerision d'ampleur régionale. Cette relation est principalement liée aux processus de stabilisation minéralogique engendrés par les fluides météoriques. Dans les sédiments où les fluides météoriques oxydants circulent facilement et durablement, les fines particules en HMC et en aragonite ont tendance à être dissoutes. La boue poly-minéralogique initiale se transforme donc précocement en une matrice micritique uniquement formée de LMC, moins sujette aux transformations diagénétiques postérieures. Parallèlement, une partie du carbonate dissous re-précipite *in situ* sous forme de fines surcroissances syntaxiales autour des plus grosses particules en LMC de la boue initiale. Ceci provoque une augmentation globale de cristallométrie de la matrice et une lithification de la boue, donc la stabilisation précoce des micrites grossières et fortement microporeuses de la classe C. De tels processus se rencontreront principalement au sommet de la zone phréatique météorique ou dans les anciennes zones vadoses météoriques ayant perduré plusieurs dizaines ou centaines de milliers d'années (et remise en eau postérieurement), dans des conditions de climat semi-aride à humide.

Impact de la diagenèse d'enfouissement

L'acquisition précoce d'une microtexture constituée uniquement de particules de LMC non coalescentes ou fusionnées semble être une condition nécessaire mais non suffisante pour le maintien en profondeur de la microporosité. Avec l'enfouissement, l'augmentation de la température et de la pression lithostatique ont tendance à favoriser la destruction de l'espace inter-cristallin par microstylolitisation et micro-cimentation calcitique entre les grains de micrites. Dans le champ Guiriel, ces processus de poronécrose furent très limités, peut-être en raison de surpressions ou de l'absence de circulations de fluides jusqu'au moment où le réservoir fut rempli en hydrocarbures. Dans d'autres champs du Moyen Orient, la poronécrose pendant l'enfouissement a conduit à la formation des micrites denses de la classe D. Une importante phase de dissolution tardive est avérée dans les niveaux micritiques des réservoirs étudiés de la Formation Mishrif. Cette dissolution augmente la macroporosité (dissolution moldique et surtout *vuggy*), la microporosité (dissolution à la périphérie des particules micritiques...), et améliore les voies de migration de l'huile (ouverture des stylolites...). De telles dissolutions à l'échelle de la micrite peuvent améliorer un réseau poreux préexistant, mais ne peuvent a priori pas créer de microporosité au cours de l'enfouissement (notamment dans les matrices compactes ou fusionnées).

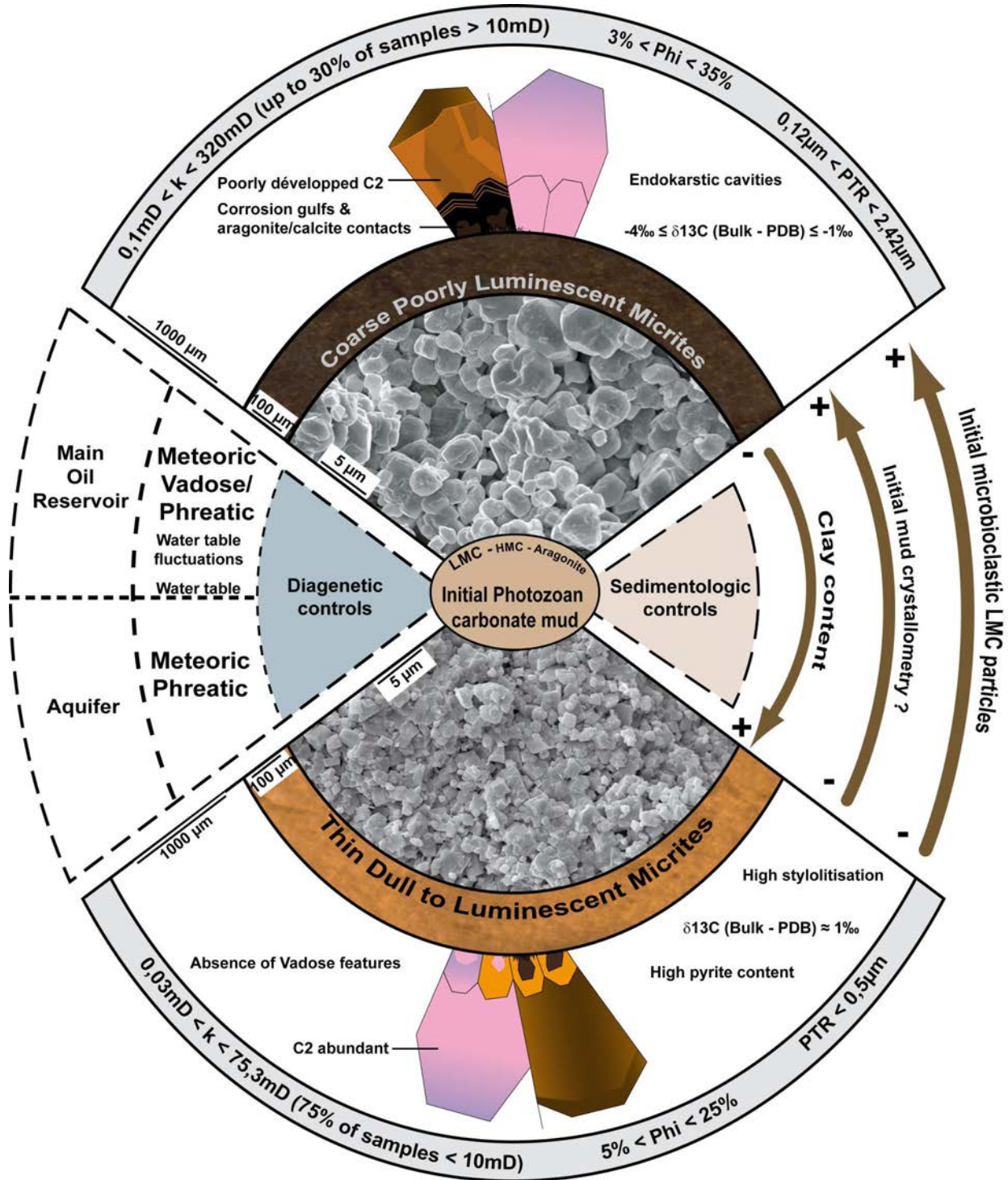


Illustration des contrôles sédimentaires puis diagenétiques sur la morphométrie des micrites et les qualités réservoir des échantillons strictement microporeux du réservoir Guiriel. La dissolution mésogénétique n'est pas représentée sur cette figure.

Perspectives

Imagerie directe de la microporosité

Dans cette étude, la majorité des observations microtexturales a porté sur la morphométrie des particules micritiques, mais très peu sur la géométrie du réseau microporeux de ces matrices. Afin d'imager ce réseau microporeux le plus finement possible, l'utilisation de l'imagerie de pointe (*e.g.* nanotomographie – Elmer, 2009) ayant une résolution inférieure au micron serait une bonne option. Ceci permettrait d'étudier précisément, et en 3D, la forme des micropores, leur connectivité et leur tortuosité. Ainsi, il serait possible d'établir des liens plus contraints entre les microtextures des micrites et les géométries du réseau microporeux. Ceci permettrait par exemple de modéliser les écoulements de fluides pour chacune des microtextures rencontrées au sein des matrices micritiques. Cette perspective s'inscrirait alors dans la thématique des projets E.O.R (*Enhanced Oil Recovery*), visant à caractériser et améliorer les qualités réservoir afin d'augmenter les taux de production d'hydrocarbures.

Problèmes de saut d'échelle et approches diagaphiques

L'observation au MEB de nombreux échantillons micritiques est longue et difficilement utilisable pour les forages non carottés. De plus, elle pose des problèmes de changement d'échelle : à partir de quand peut-on considérer que l'observation d'une esquille de quelques millimètres de micrite est représentatif de la diversité et de l'éventuelle hétérogénéité des réservoirs microporeux? Dans la présente étude, le choix a été fait de multiplier les observations au MEB (285 esquilles ont été observées et plus de 200 000 particules mesurées) afin d'obtenir un échantillonnage le plus représentatif possible, tant d'un point de vue vertical que latéral. Pour pallier à ces problèmes, il serait intéressant de contraindre la signature diagaphique des différentes microtextures et cristallométries de micrites qui ont été mises en évidence dans ce travail. Plus particulièrement, deux outils diagaphiques présentent un potentiel élevé pour cette approche discriminante :

(1) Des études récentes montrent que les sédiments carbonatés micritiques microporeux étudiés en RMN (Résonance Magnétique Nucléaire) ont des temps de relaxation de l'hydrogène différents des carbonates macroporeux ou grossiers (*e.g.* Brigaud, 2009; Maliva *et al.*, 2009; Vincent *et al.*, 2011). Pour aller plus loin, il serait intéressant d'étudier les éventuelles influences de la morphométrie des particules micritiques sur les temps de relaxation, d'abord mesurés sur *plug*, puis issus des diagaphies (*e.g.* Frank *et al.*, 2005).

(2) Les carbonates macro et microporeux peuvent être distingués par leurs propriétés acoustiques (*e.g.* Brigaud *et al.*, 2010), en particulier par la vitesse de propagation des ondes P (Vp). De telles études des Vp ont été effectuées pour caractériser les niveaux compacts et poreux dans les craies de Mer du Nord (Fabricius *et al.*, 2008), mais très peu dans les autres calcaires micritiques anciens (*e.g.* Richard *et al.*, 2007). Des mesures de Vp, en laboratoire sur plugs puis *in situ* en diagraphies permettraient peut-être de différencier les différentes morphométries de micrites ou les différentes classes pétrophysiques (Classes C, F et D) mises en évidence au MEB pour les échantillons de la présente étude.

Classification des matrices micritiques – Liens avec les environnements de dépôts et la diagenèse

Dans ce travail, une classification morphologique des matrices micritiques est proposée. Elle est basée sur l'observation de trois réservoirs micritiques partiellement microporeux du Crétacé du Moyen-Orient. Cette classification ne peut donc prétendre à être exhaustive et nécessite l'intégration de nouvelles microtextures. Pour ce faire, il apparaît nécessaire d'étudier d'autres formations micritiques déposées dans différents environnements de dépôts actuels et anciens, depuis des milieux ouverts et profonds jusqu'à des environnements très proximaux. A terme, cette approche permettrait d'établir une classification morphométrique des micrites plus exhaustive, et plus contrainte en termes de contrôles sédimentaires et diagénétiques.

Références bibliographiques

Que chacun raisonne en son âme et conscience, qu'il se fasse une idée fondée sur ses propres lectures et non d'après les racontars des autres.

Einstein

Références bibliographiques

- Adler, P.M., Jacquin, C.G., Quiblier, J.A., 1992.** Flow in simulated porous media. *International Journal of Multiphase Flow* 16, 691-712.
- Ahr, W.M., 1989.** Early diagenetic microporosity in the Cotton Valley Limestone of East Texas. *Sedimentary Geology* 63, 275-292.
- Ahr, W.M., 2008.** *Geology of Carbonate Reservoirs*. Wiley & sons, Inc., 277p.
- Ahr, W.M., Allen, D., Boyd, A., Bachman, H.N., Smithson, T., Clerke, E.A., Gzara, K.B.M., Hassal, J.K., Murty, C.R.K., Zubari, H., Ramamoorthy, R., 2005.** Confronting the carbonate conundrum. *Oilfield review*, 18-29.
- Al-Aasm, I.S., Azmy, K.K., 1996.** Diagenesis and evolution of microporosity of Middle-Upper Devonian Kee Scarp Reefs, Norman Wells, Northwest Territories, Canada: Petrographic and chemical evidence. *AAPG Bulletin* 80, 82-100.
- Al-Awar, A.A., Humphrey, J.D., 2000.** Diagenesis of the Aptian Shuaiba formation at Ghaba North field, Oman. In : Alsharhan, A.S., Scott, R.W. (Eds.). *Middle East Models of Jurassic/Cretaceous carbonate systems*, SEPM Special Publication 69, pp. 173-184.
- Al-Ghamdi, N., Read, F.J., 2010.** Facies-based sequence stratigraphic framework of the Lower Cretaceous rudist platform, Shuaiba Formation, Saudi Arabia. In: van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.I., Maurer, F., Droste, H.J. (Eds.) *Barremian-Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon habitat of the Eastern Arabian Plate*. *GeoArabia Special Publication* 4, 367-410.
- Allan, J.R., Matthews, R.K., 1982.** Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology* 29, 797-817.
- Al-Naqib, K.M., 1967.** *Geology of the Arabian Peninsula, SW Iraq*. U.S. Geological Survey Prof. Paper 560-G, 1-54.
- Alsharhan, A.S., 1989.** Petroleum Geology of the United Arab Emirates. *Journal of Petroleum Geology*, 12, 253-288.
- Alsharhan, A.S., 1995.** Facies variations, diagenesis, and exploration potential of the Cretaceous rudist-bearing carbonates of the Arabian Gulf. *AAPG Bulletin* 79, 531-550.
- Alsharhan, A.S., Al-Aasm, I.S., Salah, M.G., 2000.** Stratigraphy, stable isotopes, and hydrocarbon potential of the aptian Shuaiba Formation, U.A.E. In: Alsharhan, A.S., Scott, R.W. (Eds.). *Middle East Models of Jurassic/Cretaceous Carbonate Systems*. SEPM Special Publication 69, 299-314.
- Alsharhan, A.S., Kendall, C.G.St.C., 1991.** Cretaceous chronostratigraphy, unconformities and eustatic sealevel changes in the sediments of Abu Dhabi, United Arab Emirates. *Cretaceous Research*, 12, 379-401.
- Alsharhan, A.S., Kendall, C.G.St.C., 1995.** Facies variation, depositional setting and hydrocarbon potential of the Upper Cretaceous rocks in the United Arab Emirates. *Cretaceous Research*, 16, 435-449.

- Alsharhan, A.S., Nairn, A.E.M., 1988.** A review of the Cretaceous formations in the Arabian Peninsula and gulf: Part II. Mid-Cretaceous (Wasia Group) stratigraphy and palaeogeography. *Journal of Petroleum Geology* 11, 89-112.
- Alsharhan, A.S., Nairn, A.E.M., 1990** A review of the Cretaceous formations in the Arabian Peninsula and gulf: Part III. Upper Cretaceous (Aruma group) stratigraphy and palaeogeography. *Journal of Petroleum Geology* 13, 247-266.
- Alsharhan, A.S., Nairn, A.E.M., 1993.** Carbonate platform models of Arabian Cretaceous reservoirs. In: Simo, J.A.T., Scott, R.W., Masse, J.P. (Eds.), *Cretaceous carbonate platforms*, AAPG Memoir, Vol.56, pp. 173-184.
- Alsharhan, A.S., Scott, R.W., 2000.** Hydrocarbon potential of Mesozoic carbonate platform-basin systems, U.A.E. In : Alsharhan, A.S., Scott, R.W. (Eds.). *Middle East Models of Jurassic/Cretaceous carbonate systems*, SEPM Special Publication 69, pp. 335-358.
- Al-Siddiqi, A., Dawe, R.A., 1999.** Qatar's oil and gasfields: A review. *Journal of Petroleum Geology* 22, 417-436.
- Al-Zaabi, M., Taher, A., Azzam, I., Witte, J., 2010.** Geological overview of the Middle Cretaceous Mishrif Formation in Abu Dhabi. *Society of Petroleum Engineers* 137894.
- Amthor, J.E., Kerans, C., Gauthier, P., 2010.** Reservoir characterisation of a Shu'aiba carbonate ramp-margin field, northern Oman. In: van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.I., Maurer, F., Droste, H.J. (Eds.) *Barremian-Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon habitat of the Eastern Arabian Plate*. GeoArabia Special Publication 4, 549-576.
- Anderson, T.F., Arthur, M.A., 1983.** Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In : Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (Eds), *Stable isotopes in sedimentary geology*. SEPM Short course 10, 1-151.
- Aqrawi, A.A.M., 1993.** Miocene evaporitic sequence of the southern Mesopotamian Basin. *Marine and Petroleum Geology* 10, 172-179.
- Aqrawi, A.A.M., Thehni, G.A., Sherwani, G.H., Kareem, B.M.A., 1998.** Mid-Cretaceous rudist-bearing carbonates of the Mishrif Formation: an important reservoir sequence in the Mesopotamian basin, Iraq. *Journal of Petroleum Geology* 21, 57-82.
- Archie, G.E., 1952.** Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical considerations. *AAPG Bulletin* 36, 278-298.
- Barbin, V., 2000.** Cathodoluminescence of carbonate shells: biochemical vs diagenetic process. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (Eds.). *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer Verlag, 303-329.
- Bathurst, R.G.C., 1975.** Carbonate sediment and their diagenesis. *Developments in Sedimentology* 12. Elsevier, 658pp.
- Beavington-Penney, S.J., Nadin, P., Wright, V.P., Clarke, E., McQuilken, J., Bailey, H.W., 2008.** Reservoir quality variations on an Eocene carbonate ramp, El Garia Formation, offshore Tunisia: Structural control of burial corrosion and dolomitisation. *Sedimentary Geology* 209, 42-57.
- Beiranvand, B., 2003.** Quantitative characterization of carbonate pore systems by Mercury-injection methods and image analysis in a homogeneous reservoir. *Society of Petroleum Engineers* 81479.
- Beltran *et al.*, 2009

- Benedicto, A., Schultz, R.A., 2010.** Stylolites in limestones: Magnitude of contractional strain accommodated and scaling relationships. *Journal of Structural Geology* 32, 1250-1256.
- Benito *et al.*, 2001
- Bice, K.L., Norris, R.D., 2002.** Possible atmospheric CO₂ extremes of the Middle Cretaceous (late Albian-Turonian). *Paleoceanography* 17, 1-22.
- Blackey R., 2006.** Palaeogeographic maps. <http://cpgeosystems.com/paleomaps.html>
Blackey, 2006.
- Boggs, S.J., Krinsley,D., 2006.** Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks. Cambridge University Press. 176p.
- Boichard, R., Hennuy, J., Laporte, C. Maza, C., 2005.** Guiriel Field – Core sedimentological synthesis. Total internal report, 112pp.
- Bosence, D.W.J., Wilson, R.C.L., 2003.** Carbonate depositional systems. In: Coe, A.L. (Ed.), The sedimentary record of sea-level change. Cambridge University Press, 209-233.
- Botton-Dumay, R., Manivit, T., Massonnat, G., Gay, V., 2002.** Karstic high permeability layers: characterization and preservation while modelling carbonate reservoirs. Society of Petroleum Engineers 78534.
- Bowen, G.J., Wilkinson, B., 2002.** Spatial distribution of ¹⁸O in meteoric precipitation. *Geology* 30, 315-318.
- Braithwaite, C.J.R., 1993.** Cement sequence stratigraphy in carbonates. *Journal of Sedimentary Petrology* 63, 295-303.
- Brasher, J.E., Vagle, K.R., 1996.** Influence of lithofaciès and diagenesis in Norwegian North Sea chalk reservoirs. *AAPG Bulletin* 80, 746-769.
- Breesch, L., Swennen, R., Vincent, B., 2009.** Fluid flow reconstruction in hanging and footwall carbonates: Compartmentalization by Cenozoic reverse faulting in the Northern Oman Mountains (UAE). *Marine and Petroleum Geology* 26, 113-128.
- Brigaud, B., 2009.** Influence du contexte sédimentaire et de la diagenèse sur les propriétés pétrophysiques du Dogger calcaire de l'Est du bassin de Paris. Thèse de doctorat, Editions Andra, 378p.
- Brigaud, B., Durlet, C., Deconinck, J.F., Vincent, B., Thierry, J., Trouiller, A., 2009.** The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: Impact of regional scale geodynamic events on the Middle-Jurassic Limestones diagenesis (Paris Basin, France). *Sedimentary Geology* 222, 161-180.
- Brigaud, B., Vincent, B., Durlet, C., Deconinck, J.-F., Blanc, P., Troullier, A. 2010.** Acoustic properties of ancient shallow-marine carbonates: effects of depositional environments and diagenetic processes. *Journal of Sedimentary Research* 80, 791-807.
- Brooks, S.M., Whitaker, F.F., 1997.** Co-evolution of early diagenesis and vadose zone hydrology of Holocene carbonate sands. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 45-58.
- Buchbinder, B., Benjamini, C., Lipson-Benitah, S., 2000.** Sequence development of Late Cenomanian-Turonian carbonate ramps, platforms and basin in Israel. *Cretaceous Research* 21, 813-843.

- Budd, D.A., 1988.** Aragonite-to-Calcite transformation during fresh-water diagenesis of carbonates: Insights from pore-water chemistry. *Geological Society of America Bulletin* 100, 1260-1270.
- Budd, D.A., 1989.** Micro-rhombic calcite and microporosity in limestones: a geochemical study of the Lower Cretaceous Thamama Group, U.A.E. *Sedimentary Geology* 63, 293-311.
- Budd, D.A., Gaswirth, S.B., Oliver, W.L., 2002.** Quantification of macroscopic subaerial exposure features in carbonate rocks. *Journal of Sedimentary Research* 72, 917-928.
- Burchette, T.P., 1993.** Mishrif Formation (Cenomanian – Turonian), Southern Arabian Gulf: Carbonate platform growth along a cratonic basin margin. In: Simo, J.A.T., Scott, R.W., Masse, J.P. (Eds.), *Cretaceous carbonate platforms*, AAPG Memoir, Vol.56, pp. 185-199.
- Burchette, T.P., Britton, S.R., 1985.** Carbonate facies analysis in the exploration for hydrocarbons: a case-study from the Cretaceous of the Middle – East. In: Brenchley, P.J., Williams, B.P.J. (Eds.), *Sedimentology: recent developments and applied aspects*. Geological Society of London, 311-338.
- Burchette, T., P., Wright, V., P., 1992.** Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology* 79, 3-57.
- Busheckuehle, B.E., Machel, H.G., 2002.** Diagenesis and palaeofluid flow in the Devonian Southesk-Cairn carbonate complex in Alberta, Canada. *Marine and Petroleum Geology* 19, 219-227.
- Butler, I.B., Rickard, D., 2000.** Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulphide by hydrogen sulphide. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 2665-2672.
- Buxton, T.M., Sibley, D.F., 1981.** Pressure solution features in a shallow buried limestone. *Journal of Sedimentary Petrology* 51, 19-26.
- Cant, D.J., 1992.** Subsurface facies analysis. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies model – Response to sea-level change*. Geological Association of Canada, 27-45.
- Cantrell, D.L., Hagerty, R.M., 1999.** Microporosity in Arab Formation carbonates, Saudi Arabia. *GeoArabia* 4, 129-154.
- Cantrell, D.L., Hagerty, R.M., 2003.** Reservoir rock classification, Arab-D reservoir, Ghawar field, Saudi Arabia. *GeoArabia* 8, 435-462.
- Caron, M., 1985.** La spéciation chez les foraminifères planctoniques : une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement. *Zitteliana* 10, 617-676.
- Caron, V., Nelson, C.S., Kamp, P.J.J., 2005.** Sequence stratigraphic context of syndepositional diagenesis in cool-water shelf carbonates: Pliocene limestones, New Zealand. *Journal of sedimentary Research* 75, 231-250.
- Cazenave, S., Borschneck, D., Chapoulie, R., Villeneuve, G., Bechtel, F., 2003a.** Cathodoluminescence orange (620nm) de la calcite. II. Application à des marbres blancs de Grèce. *Ann. Chim. Sci. Mat.* 28, 149-158.
- Cazenave, S., Chapoulie, R., Villeneuve, G., 2003b.** Cathodoluminescence of synthetic and natural calcite: the effects of manganese and iron on natural orange emission. *Mineralogy and Petrology* 78, 243-253.
- Chamley, H., 1989.** *Clay sedimentology*. Springer, 623p.

- Champagne, J., Durllet, C., Grélaud, C., Razin, C., Schroeder, S., 2009.** Caractérisation des surfaces d'émersion sur les plates-formes carbonatées : diagenèse associée, et impact sur les propriétés réservoir (Formation Natih, Crétacé, Oman). 12^{ème} congrès de l'ASF, Livre des résumés, 74.
- Chapoulie, R., Cazenave, S., Cerepi, A., 2005.** Apport de la cathodoluminescence à haute résolution à l'étude de la diagenèse météorique dans les formations sédimentaires carbonatées. *Comptes Rendus Géosciences* 337, 337-346.
- Chazottes, V., Chevillotte, V., Dufresne, A., 2004.** Caractérisation de la production particulière par l'oursin *Echinometra matahei* sur les récifs Indo-Pacifiques : influence des peuplements corraliens et implications sur la dynamique sédimentaire. *Geobios* 37, 13-22.
- Choquette, P.W., Hiatt, E.E., 2008.** Shallow-burial dolomite cement: a major component of many ancient sucrosic dolomites. *Sedimentology* 55, 423-460.
- Choquette, P.W., James, N.P., 1990.** Limestones – The burial diagenetic environment. In: McIlreath, I.A., Morrow, D.W. (Eds.), *Diagenesis*. Geological Association of Canada, 75-112.
- Choquette, P.W., Pray, L.C., 1970.** Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin* 54, 207-250.
- Coe, A.L., Chruch, K.D., 2003.** Sequence stratigraphy. In: Coe, A.L. (Ed.), *The sedimentary record of sea-level change*. Cambridge University Press, 57-95.
- Coles, M.E., Hazlett, R.D., Spanne, P., Soll, W.E., Muegge, E.L., Jones, K.W., 1998.** Pore level imaging of fluid transport using synchrotron X-ray microtomography. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 19, 55-63.
- Cox, P.A., Wood, R.A., Dickson, J.A.D., Al Rougha, H.B., Shebl, H., Corbett, P.W.M. 2010.** Dynamics of cementation in response to oil charge: evidence from a Cretaceous carbonate field, U.A.E. *Sedimentary Geology* 228, 246-254.
- Cross, M.M., Manning, D.A.C., Bottrell, S.H., Worden, R.H., 2004.** Thermochemical sulphate reduction (TSR): experimental determination of reaction kinetics and implications of the observed reaction rates for petroleum reservoirs. *Organic Geochemistry* 35, 393-404.
- da Silva A., C., Loisy C., Cerepi A., Toullec R., Kiefer E., Humbert L., Razin P., 2009.** Variations in stratigraphic and reservoir properties adjacent to Mid-Paleocene sequence boundary, Campo section, Pyrenees, Spain. *Sedimentary Geology* 219, 237-251.
- de Rafélis, M., Renard, M., Emmanuel, L., Durllet, C., 2000.** Apport de la cathodoluminescence à la connaissance de la spéciation du manganèse dans les carbonates pélagiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes* 330, 391-398.
- Debenay, J.P., André, J.P., Lesourd, M., 1999.** Production of lime mud by breakdown of foraminiferal tests. *Marine Geology* 157, 159-170.
- Dera, G., Pellenard, P., Neige, P., Deconinck, J.F, Pucéat, E., Dommergues, J.L., 2009.** Distribution of clay minerals in Early Jurassic Peritethyan seas: palaeoclimatic significance inferred from multiproxy comparisons. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 271, 39-51.
- Deville de Periere M., Durllet, C., Vennin, E., Lambert, L., Bourillot, R., Caline, B., Poli, E.** Morphometry of micrite particles in Cretaceous microporous limestones of the Middle-East: influence on reservoir properties. *Marine and Petroleum Geology*, *in press*.

- Dickson, J.A.D., 2002.** Fossil echinoderms as monitor of the Mg/Ca ratio of the Phanerozoic oceans. *Science* 298, 1222-1224.
- Dickson, J.A.D., 2004.** Echinoderm skeletal preservation: calcite-aragonite Seas and the Mg/Ca ratio of Phanerozoic oceans. *Journal of Sedimentary Research* 74, 355-365.
- Dickson, J.A.D., 1966.** Carbonate identification en genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 27, 107-118.
- Dickson, J.A.D., Wood, R.A., Bu Al Rougha, H., Shebl, H., 2008.** Sulphate reduction associated with hardgrounds: Lithification afterburn! *Sedimentary Geology* 205, 34-39.
- Domingo, C., García-Carmona, J., Loste, E., Fanovich, A., Fraile, J., Gómez-Morales, J., 2004.** Control of calcium carbonate morphology by precipitation in compressed and supercritical carbon dioxide media. *Journal of Crystal Growth* 271, 268-273.
- Dorobek, S.L., 1987.** Petrography, geochemistry, and origin of burial diagenetic facies, Siluro-Devonian Helderberg Group (Carbonate rocks), Central Appalachians. *AAPG Bulletin* 71, 492-514.
- Dravis, J.J., 1989.** Deep-burial microporosity in Upper Jurassic Haynesville oolitic grainstones, East Texas. *Sedimentary Geology* 63, 325-341.
- Droste, H., van Steenwinkel, M., 2004.** Stratal geometries and patterns of platform carbonates: the Cretaceous of Oman. In: Eberli, G.P., Masafarro, J.L., Sarg, J.F. (Eds.), *Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems*. AAPG Memoir, Vol. 81, pp. 185-206.
- Duhnam, R.J., 1969.** Early vadose silt in Townsend Mound reef, New Mexico. In: Friedman, G.M. (Ed.), *Depositional environments in carbonate rocks*. SEPM Special Publication 14, 169-181.
- Duhnam, R.J., 1962.** Classification of carbonate rocks according to texture. In: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of carbonate rocks – a symposium*. AAPG Memoir, 108-121.
- Dunnington, H.V., 1967.** Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs. *Proc. 7th World Pet. Congr., Mexico*.
- Dunnington, H.V., Wetzel, R., Morton, D.M., 1959.** Iraq (Mesozoic and Paleozoic). In : Dubertet, L. (Ed.) *Lexique stratigraphique international, Asie, Fasc. 10a*.
- Durlet, C., 1996.** Apport de la diagenèse des discontinuités à l'interprétation paléoenvironnementale et séquentielle d'une plate-forme carbonatée – Exemple des Calcaires à entroques" du Seuil de Bourgogne (Aalénien – Bajocien). Thèse du Centre des sciences de la Terre de l'Université de Bourgogne. 444p.
- Ebner, M., Koehn, D., Toussaint, R., Renard, F., Schmittbuhl, J., 2009.** Stress sensitivity of stylolite morphology. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 394-398.
- Egeberg, P.K., Saigal, G.C., 1991.** North Sea Chalk diagenesis: cementation of chalks and healing of fractures. *Chemical Geology* 92, 339-354.
- Ehrenberg, S.N., Boassen, T., 1993.** factors controlling permeability variation in sandstones of the Garm formation in Trestakk field, Norwegian continental shelf. *Journal of Petroleum Geology* 63, 929-944.
- Ehrenberg, S.N., Aqrabi, A.A.M., Nadeau, P.H., 2008.** An overview of reservoir quality in producing Cretaceous strata of the Middle East. *Petroleum Geoscience* 14, 307-318.

- Elmer, J.B., 2009.** 3D Nano-scale imaging and computing of reservoir rock properties and fluid flow. *Scandinavian oil-gas magazine* 5-6, 18-20
- Esteban, M., Klappa, C.F., 1983.** Subaerial exposure environment. In : Scholle, P.A., Bebout, D.B., Moore, C.H. (Eds.), *Carbonate depositional environments*. AAPG Memoir 33, 1-54.
- Esteban, M., Taberner, C., 2003.** Secondary porosity development during late burial in carbonate reservoirs as a result of mixing and/or cooling of brines. *Journal of Geochemical Exploration* 78-79, 355-359.
- Fabricius, I.L., 2003.** How burial diagenesis of chalk sediments controls sonic velocity and porosity. *AAPG Bulletin*, 87, 1755-1778.
- Fabricius, I.L., Gommensen, L., Krogsboll, A., Olsen, D., 2008.** Chalk porosity and sonic velocity versus burial depth: influence of fluid pressure, hydrocarbons, and mineralogy. *AAPG Bulletin*, 92, 201-223.
- Farzadi, P., 2006.** The development of Middle Cretaceous carbonate platforms, Persian Gulf, Iran: constraints from seismic stratigraphy, well and biostratigraphie. *Petroleum Geoscience* 12, 59-68.
- Farzadi, P., Hesthammer J., 2007.** Diagnosis of the upper cretaceous paleokarst and turbidite systems from the Iranian Persian Gulf using volume-based multiple seismic attribute analysis and pattern recognition. *Petroleum Geoscience* 13, 227-240.
- Ferket, H., Ortuño-Arzate, S., Roure, F., Swennen, R., 2003.** Lithologic control on matrix porosity in shallow-marine cretaceous reservoir limestones: A study of the Peñuela reservoir outcrop analogue (Cordoba Platform, Southeastern Mexico). In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*, AAPG Memoir, Vol.79, pp. 283-304.
- Flügel, E., 2004.** *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application*. Springer, 976pp.
- Fluteau, F., Ramstein, G., Besse, J., Guiraud, R., Masse, J.P., 2007.** Impacts of palaeogeography and sea level changes on Mid-Cretaceous climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 274, 357-381.
- Folk, R.L., 1962.** Spectral subdivision of limestones types. In: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of carbonate rocks*. AAPG Memoir, Vol.1, pp. 62-84.
- Forster, A., Schouten, S., Baas, M., Sinninghe Damsté, J.S.S., 2007.** Mid-Cretaceous (Albian-Santonian) sea surface temperature record of the tropical Atlantic Ocean. *Geology* 35, 919-922.
- Fortier, B., Masse, P., 2004.** *Microfossiles de l'Albien et du Cénomanién du Moyen Orient*. Interne Total.
- Fournier, F., Borgomano J., 2009.** Critical porosity and elastic properties of microporous mixed carbonate-siliciclastic rocks. *Geophysics* 74, 93-109.
- Frank, S., Narayanan, R., Hansen, P.M., Allen, D., Albrechtsen, T., Steinhardt, H., Raven, M., Fordham, E., Bize, E., Rose, D., 2005.** Carbonate rock typing using NMR data: a case study from Al Shaheen Field, Offshore Qatar. IPTC-10889.
- Friedman, G.M., 1964.** Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 34, 777-813.

- García-Carmona, J., Gómez-Morales, J., Rodríguez-Clemente, R., 2003.** Rhomboedral-scalenohedral calcite transition produced by adjusting the solution electrical conductivity in the system $\text{Ca}(\text{OH})_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Journal of Colloid and Interface Sciences* 261, 434-440.
- Gebhardt, H., Friedrich, O., Schenk, B., Fox, L., Hart, M., Wägreich, M., 2010.** Paleooceanographic changes at the northern Tethyan margin during the Cenomanian-Turonian Oceanic Event (OAE-2). *Marine Micropaleontology* 77, 25-45.
- Gerard, J., Bromley, R., 2008.** Ichnofabrics in clastic sediments. Applications to sedimentological core studies. 100p.
- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghadda, H., Taheri, A., Taati, F. 2010.** Microfacies and depositional environments of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 37, 275-285.
- Gil, J., Pons, J.M., Segura, M., 2009.** Succession of rudistid lithosomes along the western coastal margin of the Iberian Basin (Coniacian, Castrojimeno Section, central Spain). *Facies* 55, 523-538.
- Ginsburg, R.N., 1956.** Environmental relationships of grain size and constituent particles in some south Florida carbonate sediments. *AAPG Bulletin* 40, 2384-2427.
- Gischler, E., Zingeler, D., 2002.** The origin of carbonate mud in isolated carbonate platforms of Belize, Central America. *International Journal of Earth Sciences* 91, 1054-1070.
- Gischler, E., 2011.** Sedimentary facies of Bora Bora, Darwin's type barrier reef: the unexpected occurrence of non-skeletal grains. *Journal of Sedimentary research* 81, 1-17.
- Godet, A., Bodin, S., Adatte, T., Föllmi, K.B., 2008.** Platform-induced clay-mineral fractionation along a northern Tethyan basin-platform transect: implications for the interpretation of Early Cretaceous climate change (Late Hauterivian-Early Aptian). *Cretaceous Research* 29, 830-847.
- Goldstein, R.H., 2001.** Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos* 55, 159-193.
- Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994.** Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *Society for Sedimentary Geology Short Course* 31, 199p.
- Goldstein, T.P., Aizenshtat, Z., 1994.** Thermochemical sulphate reduction, a review. *Journal of Thermal Analysis* 42, 241-290.
- Götze, T., Richter, D.K., 2009.** Quantitative aspects of Mn-activated cathodoluminescence of natural and synthetic aragonite. *Sedimentology* 56, 483-492.
- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G.; Hardenbol, J., van Veen, P., Jacques, T., Huang, Z., 1994.** A Mesozoic time scale. *Journal of geophysical research* 99, B12, 24051-24074.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G.; Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., 2004.** A new geological time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes* 27, 2.
- Grelaud, C., Razin, P., Homewood, P., Schwab, A., 2006.** Development of incisions on a periodically emergent carbonate platform (Natih formation, Late Cretaceous, Oman). *Journal of Sedimentary Research* 76, 647-669.
- Grelaud, C., Razin, P., Homewood, P., 2010.** Channelized systems in an inner carbonate platform setting: differentiation between incisions and tidal channels (Natih formation, Late Cretaceous, Oman).

In: van Buchem, F.S.P., Gerdes, K.D., Esteban, M. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East*. Geological Society Special Publication 329, 163-186.

Hajikazemi, E., Al-Aasm, I.S., Coniglio, M. 2010. Subaerial exposure and meteoric diagenesis of the Cenomanian-Turonian Upper Sarvak Formation, southwestern Iran. In: Leturmy, P., Robin, C. (Eds.) *Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*. Geological Society Special Publication 330, 253-272.

Halley, R.B., Harris, P.M., 1979. Freshwater cementation of a 1000 year-old oolite. *Journal of Sedimentary Petrology* 49, 969-988.

Hallock, P., 1988. The role of nutrient availability in bioerosion: consequences to carbonate buildups. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 63, 275-291.

Haq, B.U., Al-Qahtani, A.M., 2005. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *Georabia* 10, 127-160.

Hardenbol, J., Thierry, J., Martin, B., Jacquin, T., de Graciansky, P.C., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.) *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. SEPM Special Publication 60, 3-14.

Hardie, L., A., 1996. Secular variations in seawater chemistry: an explanation for the coupler secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporates over the past 600 m.y. *Geology* 24, 279-283.

Harris, P.M., Kendall, C.G.St.C., Lerche, I., 1985. Carbonate cementation – A brief review. In: Harris, P.M., Schneidermann, N. (Eds.), *Carbonate cements*. SPEM Special Publication 36, 79-96.

Hassal, J.K., Ferraris, P., Al-Raisi, M., Hurley, N.F., Boyd, A., Allen, D.F., 2004. Comparison of permeability prediction from NMR formation image and other logs in a carbonate reservoir. *Society of Petroleum Engineers* 88683.

Hays, P.D., Grossman, E.L., 1991. Oxygen isotopes in meteoric calcite cements as indicators of continental paleoclimate. *Geology* 19, 441-444.

Heasley, E.C., Worden, R.H., Hendry, J.P., 2000. Cement distribution in a carbonate reservoir: recognition of a palaeo oil-water contact and its relationship to reservoir quality in the Humbly Grove field, onshore, UK. *Marine and Petroleum Geology* 17, 639-654.

Hemming, N.G., Meyers, W.J., Grams, J.C., 1989. Cathodoluminescence in diagenetic calcites: the roles of Fe and Mn as deduced from electron probe and spectrophotometric measurements. *Journal of Sedimentary Petrology* 59, 404-411.

Hendry, J.P., Ditchfield, P.W., Marshall, J.D., 1996. Two-stage neomorphism of Jurassic aragonitic bivalves: implications for early diagenesis. *Journal of Sedimentary Research* 65, 214-224.

Hendry, J.P., Trewin, N.H., Fallick, A.E., 1996. Low Mg-calcite marine cement in Cretaceous turbidites: Origin, spatial distribution and relationship to sea-water chemistry. *Sedimentology* 43, 877-900.

Heydari, E., 1997. The role of burial diagenesis in hydrocarbon destruction and H₂S accumulation, Upper Jurassic smackover formation, black Creek field, Mississippi. *AAPG Bulletin* 81, 26-45.

- Heydari, E., 2003.** Meteoric versus burial control on porosity of the Smackover Formation. AAPG Bulletin 87, 1779-1797.
- Heydari, E., Moore, C.H., 1993.** Zonation and geochemical patterns of burial calcite cements: Upper Smackover Formation, Clarke County, Mississippi. Journal of Sedimentary Petrology 63, 44-60.
- Hillgärtner, H., van Buchem, F.S.P., Gaumet, F., Razin, P., Pittet, B., Grötsch, J., Droste, H., 2003.** The Barremian-Aptian evolution of the eastern Arabian carbonate platform margin (northern Oman). Journal of Sedimentary Research 73, 756-773.
- Hird, K., Tucker, M.E., 1988.** Contrasting diagenesis of two carboniferous oolites from South Wales: a tale of climatic influence. Sedimentology 35, 587-602.
- Hjuler, M.L., Fabricius, I.L., 2009.** Engineering properties of chalk related to diagenetic variations of Upper Cretaceous onshore and offshore chalk in the North Sea area. Journal of Petroleum Science and Engineering 68, 151-170.
- Holail, H., Lohmann, K.C., 1994.** The role of early lithification in development of chalky porosity in calcitic micrites: Upper Cretaceous chalks, Egypt. Sedimentary Geology 88, 193-200.
- Holland, M., Urai, J.L., 2010.** Evolution of anastomosing crack-seal vein networks in limestones: Insight from an exhumed high-pressure cell, Jabal Shams, Oman Mountains. Journal of Structural Geology 32, 1279-1290.
- Hollis, C., Varhenkamp, V., Tull, S., Mookerjee, A., Taberner, C., Huang, Y., 2010.** Pore system characterization in heterogeneous carbonates: an alternative approach to widely-used rock-typing methodologies. Marine and Petroleum Geology 27, 772-793.
- Homewood, P., W., Mauriaud, P., Lafont, F., 2002.** Vade-Mecum de stratigraphie séquentielle. TotalFinaElf Mémoire 25, 81p.
- Horbury, A.D., Adams, A.E., 1989.** Meteoric phreatic diagenesis in cyclic late Dinantian carbonates, northwest England. Sedimentary Geology 65, 319-344.
- Hubert, B.T., Norris, R.D., MacLeod, K.G., 2002.** Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. Geology 30, 123-126.
- Jacquin, T., Garcia, J.P., Ponsot, C., Thierry, J., Vail, P.R., 1992.** Séquence de dépôt et cycles régressifs/transgressifs en domaine marin carbonaté: exemple du dogger du Bassin de Paris. Comptes rendus de l'Académie des Sciences 315, 353-362.
- James, G.A., Wynd, J.G., 1965.** Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, Agreement area. AAPG Bulletin 49, 2182-2245.
- James, N.P., 1997.** The cool-water carbonate depositional realm. In: James, N.P., Clarke, J.A.D. (Eds.). Cool-water carbonates. SEPM Special publication 56, 1-22.
- James, N.P., Choquette, P.W., 1983.** Diagenesis 6. Limestones – The sea floor diagenetic environment. Geoscience Canada 10, 162-179.
- James, N.P., Choquette, P.W., 1984.** Diagenesis 9. Limestones – The meteoric diagenetic environment. Geoscience Canada 11, 161-194.
- Jin *et al.*, 2009)

- Jin, Z., Zhu, D., Hu, W., Zhang, X., Zhang, J., Song, Y., 2009.** Mesogenetic dissolution of the middle Ordovician limestone in the Tahe oilfield of Tarim basin, NW China. *Marine and Petroleum Geology* 26, 753-763.
- Joachimski, M.M., 1994.** Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains. *Sedimentology* 41, 805-824.
- Jones, K.W., Feng, H., Tomov, S., Winters, W.J., Prodanovic, M., Mahajan, D., 2007.** Characterization of methane hydrate host sediments using synchrotron-computed microtomography (CMT). *Journal of Petroleum Science and Engineering* 56, 136-145.
- Jordan, C.F., Connaly, R.C., Vest, H.A., 1985.** Middle Cretaceous carbonates of the Mishrif formation, Fateh field, offshore Abu Dhabi, U.A.E. In: Roehl, P.O., Choquette, H.W. (Eds.) *Carbonate petroleum reservoirs*, 425-442.
- Juillet-Leclerc, A., Reynaud, S., Rollion-Bard, C., Cuif, J.P., Dauphin, Y., Blamart, D., Ferrier-Pagès, C., Allemand, D., 2009.** Oxygen isotopic signature of the skeletal microstructures in cultured corals: Identification of vital effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 5320-5332.
- Kauffman, B., Scauer, M., Reinhold, C., 1999.** Concentric-zoned calcite cements of Middle Devonian carbonate mounds of the Mader Basin (eastern Anti-Atlas, Morocco) – a combined cathodoluminescence and microprobe study. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 214, 95-110.
- Keller, G., Adatte, T., Berner, Z., Chellai, E.H., Stueben, D., 2008.** Oceanic events and biotic effects of the Cenomanian-Turonian anoxic event, Tarfaya Basin, Morocco. *Cretaceous Research* 29, 976-994.
- Kennedy, W.J., Simmons, M.D., 1991.** Mid Cretaceous ammonites and associated microfossils from the Central Oman Mountains. *Newsletter in Stratigraphy* 25, 127-154.
- Kieke, E.M., Hartmann, D.J., 1974.** Detecting microporosity to improve formation evaluation. *Journal of Petroleum Technology*, 1080-1086.
- Koepnick, R.B., 1984.** Distribution and vertical permeability of stylolites within a lower Cretaceous carbonate reservoir, Abu Dhabi United Arab Emirates. In: *Stylolites and Associated phenomena: relevance to hydrocarbon reservoirs*. Abu Dhabi National Reservoir Foundation, Special Publication, 261-278.
- Konert, G., Afifi, A.M., Al-Hajri, S.A., Droste, H.J., 2001.** Paleozoic stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Arabian plate. *Geoarabia* 6, 407-442.
- Lachniet, M.S., 2009.** Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Science Reviews* 28, 412-432.
- Lambert, L., 2004.** *Géochimie et diagenèse des calcaires microporeux de plateforme du Moyen-Orient. Application aux réservoirs de subsurface Mishrif (Cénomanien), Irak.* Thèse de l'Université de Bourgogne, 268p.
- Lambert, L., Durlet, C., Loreau, J.P., Marnier, G., 2006.** Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic-Cretaceous): keys for recognition and timing. *Marine and Petroleum Geology* 23, 79-92.
- Lasemi, M., Sandberg, P.A., 1993.** Microfabric and compositional clues to dominant mud mineralogy of micrite precursor. In: Rezak, R., Lavoie, D.L. (Eds.), *Carbonate microfabrics*. Springer, Berlin Heidelberg New-York, pp. 147-184.

- LeGrande, A.N., Schmidt, G.A., 2006.** Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater. *Geophysical Research Letters* 33.
- Lerouge, C., Grangeon, S., Gaucher, E.C., Tournassat, C., Agrinier, P., Guerrot, C., Widory, D., Fléhoc, C., Wille, G., Ramboz, C., Vinsot, A., Buschaert, S., 2011.** Mineralogical and isotopic record of biotic and abiotic diagenesis of the Callovian-Oxfordian clayey formation of Bure (France). *Geochimica et Cosmochimica acta* 75, 2633-2663.
- Lohmann, K.C., 1988.** Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of Paleokarst. In: James, N.P., Choquette, P.W. (Eds.), *Paleokarst*. Springer, 58-80.
- Long, H., Swennen, R., Foubert, A., Dierick, M., Jacobs, P., 2009.** 3D quantification of mineral components and porosity distribution in Westphalian C sandstone by microfocus X-ray computed tomography. *Sedimentary geology* 220, 116-125.
- Longman, M.W., 1980.** Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *AAPG Bulletin* 64, 461-487.
- Lønøy, A., 2006.** Making sense of carbonate pore systems. *AAPG Bulletin* 90, 1381-1405.
- Loreau, J.P., 1972.** Pétrographie de calcaires fins au microscope électronique à balayage: introduction à une classification des "micrites". *Comptes rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 274, 810-813.
- Loreau, J.P., 1982.** Sédiments aragonitiques et leur genèse. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle XLVII*. 312pp.
- Lucia, F.J., 1983.** Petrophysical parameters estimated from visual descriptions of carbonate rocks: a field classification of carbonate pore space. *Journal of Petroleum Technology*, 629-637.
- Lucia, F. J., 1995.** Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. *AAPG Bulletin* 79, 1275-1300.
- Lucia, F. J., 2007.** Carbonate reservoir characterization. Second edition. Springer-Verlag, 336p.
- Machel, H.G., 2000.** Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (Eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer Verlag, 271-301.
- Machel, H.G., 2001.** Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings – old and new insights. *Sedimentary geology* 140, 143-175.
- Machel, H.G., Buschkuehle, B.E., 2008.** Diagenesis of the Devonian Southesk-Cairn carbonate complex, Alberta, Canada: marine cementation, burial dolomitization, thermochemical sulfate reduction, anhydritization, and squeegee fluid flow. *Journal of Sedimentary Research* 78, 366-389.
- Maliva, R.G., 1998.** Skeletal aragonite neomorphism – quantitative modelling of a two-water diagenetic system. *Sedimentary Geology* 121, 179-190.
- Maliva, R.G., Missimer, T.M., Dickson, J.A.D., 2000.** Skeletal aragonite neomorphism in Plio-Pleistocene sandy limestones and sandstones, Hollywood, Florida, USA. *Sedimentary Geology* 136, 147-154.
- Maliva, R.G., Missimer, T.M., Clayton, E.A., Dickson, J.A.D., 2009.** Diagenesis and porosity preservation in Eocene microporous limestones, South Florida, USA. *Sedimentary Geology* 217, 85-94.

- Mallon, A.J., Swarbrick, R.E., 2002.** A compaction trend for non-reservoir North Sea chalk. *Marine and Petroleum Geology* 19, 527-539.
- Mallon, A.J., Swarbrick, R.E., 2008.** How should permeability be measured in fine-grained lithologies? Evidence from the chalk. *Geofluids* 8, 35-45.
- Marzouk, I., Takezaki, H., Suzuki, M., 1998.** New classification of carbonate rocks for reservoir characterization. *Society of Petroleum Engineers* 49475.
- Masse, J.P., Philip, J., 1986.** L'évolution des rudistes au regard des principaux évènements géologique du Crétacé. *Bulletin Centre de Recherche Elf Exploration-Production* 10, 437-456.
- Massonnat, G., Pernarcic, E., 2002.** Assessment and modelling of high permeability areas in carbonate reservoirs. *Society of Petroleum Engineers* 77591.
- Mazullo, S.J., Harris, P.M., 1992.** Mesogenetic dissolution: Its role in porosity development in carbonate reservoirs. *AAPG Bulletin* 76, 607-620.
- Melim, L.A., Westphal, H., Swart, P.K., Eberli, G.P., Munnecke, A., 2002.** Questioning the carbonate diagenetic paradigms: evidence from the Neogene of the Bahamas. *Marine Geology* 185, 27-53.
- Melim, L.A.; Anselmetti, F.S., Eberli, G.P., 2001.** The importance of pore type on permeability of Neogene carbonates, Great Bahama bank. In: Ginsburg, R.N. (Ed), *Subsurface geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas drilling project*. SEPM Special publication N°70, pp. 217-238.
- Melzer, S.E., Budd, D.A., 2008.** Retention of high permeability during shallow burial (300 to 500m) of carbonate grainstones. *Journal of Sedimentary Research* 78, 548-561.
- Meyers, W.J., 1974.** Carbonate cement stratigraphy of the lake valley formation (Mississippian) Sacramento Mountains, New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology* 44, 837-861.
- Meyers, W.J., 1991.** Calcite cement stratigraphy: an overview. In: Barker, C.E., Kopp, O.C. (Eds), *Luminescence microscopy and spectroscopy: Qualitative and Quantitative application*. SEPM Short Course 25, 133-148.
- Meyers, W.J., Lohmann, K.C., 1985.** Isotope geochemistry of regionally extensive calcite cement zones and marine components in Mississippian limestones, New Mexico. In: Harris, P.M., Schneidermann, N. (Eds.), *Carbonate cements*. SEPM Special Publication 36, 223-239.
- Minoletti, F., de Rafelis, M., Renard, M., Gardin, S., Young, J., 2005.** Changes in the pelagic fine fraction carbonate sedimentation during the Cretaceous-Paleocene transition: contribution of the separation technique to the study of Bidart section. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216, 119-137.
- Montenat, C., Soudet, H.J., Barrier, P., Chereau, A., 1999.** Karstification and tectonic evolution of the Jabal Madar (Adam Foothills, Arabian Platform) during the Upper Cretaceous. *Bulletin Centre de Recherche Elf Exploration-Production* 22, 161-183.
- Moore, C.H., 2001.** Carbonate reservoirs. Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *Developments in Sedimentology* 55. Elsevier, 444p.
- Moore, D.M., Reynolds, R.C. (1997).** *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, Second Edition, 378pp.

- Moshier, S.O., 1989a.** Microporosity in micritic limestones: a review. *Sedimentary Geology* 63, 191-213.
- Moshier, S.O., 1989b.** Development of microporosity in a micritic limestone reservoir, Lower Cretaceous, Middle East. *Sedimentary Geology* 63, 217-240.
- Motamedi, H., Sepehr, M., Sherkati, S., Pourkermani, M., 2011.** Multi-phase Hormuz salt diapirism in the southern Zagros, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology* 34, 29-44.
- M'Rabet, A., Negra, M.H., Purser, B.H., Sassi, S., Ben Yaden, N., 1986.** Micrite diagenesis in senonian rudist-build-ups in central Tunisia. In : Schroeder, J.H., Purser, B.H. (Eds.), *Reef Diagenesis*. Springer, 210-223.
- Munnecke, A., Westphal, H., Kölbl-Ebert, M., 2008.** Diagenesis of plattenkalk: examples from the Solnhofen area (Upper Jurassic, southern Germany). *Sedimentology* 55, 1931-1946.
- Murris, J.R., 1980.** Middle East: Stratigraphic evolution and oil habitat. *AAPG Bulletin* 64, 597-618.
- Mutti, M., Bernoulli, D., 2003.** Early marine lithification and hardground development on a Miocene ramp (Maiella, Italy): Key surfaces to track changes in trophic resources in nontropical carbonate settings. *Journal of Sedimentary Research* 73, 296-308.
- Niemann, J.C., Read, J.F., 1988.** Regional cementation from unconformity-recharged aquifer and burial fluids, Mississippian Newman Limestone, Kentucky. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, 688-705.
- Norris, R.D., Bice, K.L., Magnon, E.A., Wilson, P.A., 2002.** Jiggling the tropical thermostat during the Cretaceous hot house. *Geology* 30, 299-302.
- Nöth, S., 1997.** High H₂S contents and other effects of thermochemical sulphate reduction in deeply buried carbonate reservoirs: a review. *Geol. Rundsch.* 86, 275-287.
- Nurmi, R., Standen E., 1997.** Carbonates: the inside story. *Middle East Well Evaluation review* 18, 28-41.
- Odin, G.S., Odin, C., 1990.** Echelle numérique des temps géologiques. *Géochroniques* 35, 12-21.
- Owen, R.M.S., Nasr, S.M., 1958.** Stratigraphy of the Kuwait-Basra area. *AAPG Bulletin* 5, 503-504.
- Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D., 2000.** *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer Verlag, 514p.
- Pascoe, R.P., Evans, N.P., Harland, T.L., 1995.** The generation of unconformities within the Mishrif and Laffan Formations of Dubai and adjacent areas: Applications to exploration and production. In: Hussein, M.I. (Ed.), *Middle East petroleum geosciences*, Geo 94, 2. Gulf PetroLink, Bahrain, 749-760.
- Pedone, V.A., Dickson, J.A.D., Meyers, W.J., 1994.** Intracrystalline alteration of Low-magnesian calcite cement in the Devonian Pillara Formation, Cannin Basin, Western Australia. *Journal of Sedimentary Research* 64, 160-173.
- Perry, C., Saltern M.A., Harborne, A.R., Crowley, S.F., Jelks, H.L., Wilson, R.W., 2011.** Fish as a major carbonate mud producers and missing components of the tropical carbonate factory. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA* 108, 3865-3869.
- Petricola, M.J.C., Takezaki, H., Asakura, S., 2002.** Saturation evaluation in micritic reservoirs: Raising to the challenge. *Society of Petroleum Engineers* 78533.

- Philip, J., Borgomano, J., Al-Maskiry, S., 1995.** Cenomanian-Early Turonian carbonate platform of Northern Oman: stratigraphy and palaeoenvironments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 119, 77-92.
- Philip, J., Platel, J.P., 1996.** Stratigraphy and rudist biozonation of the Campanian and the Maastrichtian of eastern Oman. In: *alencaster, G., Buitron Sanchez, B.E. (Eds.) Number devoted to the Third international Conference on Rudists. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 12, 257-266.
- Pittet, B., van Buchem, F.S.P., Hillgärtner, H., Razin, P., Grötsch, J., Droste, H., 2002.** Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian-Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. *Sedimentology* 49, 555-581.
- Pittman, E.D., 1971.** Microporosity in carbonate rocks. *AAPG Bulletin* 55, 1873-1881.
- Powers, R.W., 1968.** Saudi Arabia. *Lexique stratigraphique international, III, Asie, Fasc. 10a, Internat. Geol. Congr. Comm. Stratigr. CNRS, Paris.* Pp1-120.
- Price, G.D., 1999.** The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews* 48, 183-210.
- Price, G.D., Sellwood, B.W., Corfield, R.M., Clarke, L.J., Cartilidge, J.E., 1998.** Isotopic evidence for palaeotemperatures and depth stratification of middle Cretaceous planktonic foraminifera from the Pacific Ocean. *Geological Magazine* 135, 183-191.
- Pucéat, E., Lecuyer, C., Donnadieu, Y., Naveau, P., Cappetta, H., Ramstein, G., Huber, B.T., Kriwet, J., 2007.** Fish tooth ^{18}O revising Late Cretaceous meridional upper ocean water temperature gradients. *Geology* 35, 107-110.
- Purdy, E.G., Gischler, E., 2003.** The Belize margin revisited: 1. Holocene marine facies. *International Journal of Earth Science* 92, 532-551.
- Purser, B.H., 1969.** Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic in the Paris Basin. *Sedimentology* 12, 205-230.
- Purser, B.H., 1980.** *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome 1, Technip, 366p.*
- Purser, B.H., 1983.** *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents – Tome 2. Technip, 389pp.*
- Rahmani, O., Aali, J., Mohseni, H., Rahimpour-Bonab, H., Zalaghaie, S., 2010.** Organic geochemistry of Gadvan and Kazhdumi formations (Cretaceous) in South Pars field, Persian Gulf, Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 70, 57-66.
- Railsback, L.B., 1993.** Lithologic controls on morphology of pressure-dissolution surfaces (stylolites and dissolution seams) in Paleozoic carbonate rocks from the Mideastern United States. *Journals of Sedimentary Petrology* 63, 513-522.
- Railsback, L.B., Holland, S.M., Hunter, D.M., Jordan, E.M., Diaz, J.R., Crowe, D.E., 2003.** Controls on geochemical expression of subaerial exposure in Ordovician limestones from the Nashville Dome, Tennessee, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 73, 709-805.

- Rameil, N., 2008.** Early diagenetic dolomitization and dedolomitization of Late Jurassic and earliest Cretaceous platform carbonates: A case study from the Jura Mountains (NW Switzerland, E France). *Sedimentary Geology* 212, 70-85.
- Rankey & Reeder, 2010
- Razin, P., Taati, F., van Buchem, F.S.P., 2010.** Sequence stratigraphy of Cenomanian-Turonian carbonate platform margins (Sarvak Formation) in the High Zagros, SW Iran: an outcrop reference model for the Arabian plate. In: van Buchem, F.S.P., Gerdes, K.D., Esteban, M. (Eds), *Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East*. Geological Society Special Publication 329, 189-218.
- Read, J., F., Horbury, A., D., 1993.** Eustatic and tectonic controls on porosity evolution beneath sequence-bounding unconformities and parasequence discontinuities on carbonate platforms. In: Horbury, A., D., Robinson, A., G. (Eds), *Diagenesis and basin development*. AAPG Studies in geology, Vol.36, pp. 155-197.
- Reinhold, C., Kaufmann, B., 2010.** Sea-level changes as controlling factor of early diagenesis: the reefal limestones of Adnet (Late Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria). *Facies* 56, 231-248.
- Remeysen, K., Swennen, R., 2008.** Application of microfocus computed tomography in carbonate reservoir characterization: Possibilities and limitations. *Marine and Petroleum Geology* 25, 486-499.
- Richard, J., 2008.** Mass transfers and volume changes related to pressure solution-fracturing interactions in carbonate rocks: Example of the Oligocene deformation of the Coniacian chalk from the Omev area (Paris Basin, France). *Journal of Structural Geology* 30, 1300-1313.
- Richard, J., Coulon, M., Gaviglio, P., 2002.** Mass transfer controlled by fracturing in micritic carbonate rocks. *Tectonophysics* 350, 17-33.
- Richard, J., Sizun, J.P., Machhour, L., 2007.** Development and compartmentalization of chalky carbonate reservoirs: The Urgonian Jura-Bas Dauphiné platform model (Génissiat, southeastern France). *Sedimentary Geology* 198, 195-207.
- Richter, D.K., Götze, T., Götze, J., Neuser, R.D., 2003.** Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Mineralogy and Petrology* 79, 127-166.
- Roduit, N., 2008.** JMicroVision: Image analysis toolbox for measuring and quantifying 1091 components of high-definition images.
- Rollion-Bard, C., Blamart, D., Cuif, J.P., Juillet-Leclerc, A., 2003.** Microanalysis of C and O isotopes of azzoxanthellate and zooxanthellate corals by ion microprobe. *Coral Reefs* 22, 405-415.
- Rollion-Bard, C., Mangin, D., Champenois, M., 2007.** Development and application of Oxygen and Carbon isotopic measurements of biogenic carbonates by ion microprobe. *Geostandards and Geoanalytical Research* 31, 39-50.
- Ronchi, P., Orzenti, A., Borromeo, O., Claps, M., Zempolich, W.G., 2010.** Depositional settings and diagenetic processes and their impact on the reservoir quality in the Late Visean-Bashkirian Kashagan carbonate platform (Pre-Caspian Basin, Kazakhstan). *AAPG Bulletin* 94, 1313-1348.
- Ruffell, A., McKinley, J.M., Worden, R.H., 2002.** Comparison of clay mineral stratigraphy to other proxy palaeoclimate indicators in the Mesozoic of NW Europe. *Transactions of the Royal Society, London B360*, 675-693.

- Sadooni, F.N., 2005.** The nature and origin of Upper Cretaceous basin-margin rudist buildups of the Masopotamian Basin, southern Iraq, with consideration of possible hydrocarbon stratigraphic entrapment. *Cretaceous Research* 26, 213-224.
- Safaricz, M., Davison, I., 2005.** Pressure solution in chalk. *AAPG Bulletin* 89, 383-401.
- Salier, B., 2006.** Carbonate microporeux : influence de l'architecture du milieu poreux et de la mouillabilité sur les écoulements diphasiques dans les réservoirs pétroliers. Thèse de Doctorat Université Genève, 230p.
- Saller, A.H., Moore, C.H., 1989.** Meteoric diagenesis, marine diagenesis, and microporosity in Pleistocene and Oligocene limestones, Enewatak Atoll, Marshall Islands. *Sedimentary Geology* 63, 253-272.
- Saller, A.H., Budd, D.A., Harris, P.M., 1994.** Unconformities and porosity development in Carbonate Strata: Ideas from a Hedberg Conference. *AAPG Bulletin* 78, 857-872.
- Saller, A.H., Budd, D.A., Harris, P.M., 1994.** Unconformities and porosity development in carbonate strata: Ideas from a Hedberg Conference. *AAPG Bulletin* 78, 857-872.
- Sandberg, P.A., 1983.** An oscillating trend in Phanerozoic nonskeletal carbonate mineralogy. *Nature* 305, 19-22.
- Sanders, D., 2003.** Syndepositional dissolution of calcium carbonate in neritic carbonate environments: geological recognition, processes, potential significance. *Journal of African Earth Sciences* 36, 99-134.
- Saotome, J.I., Shibasaki, T., Shikama, T., Kawagushi, K.I., 2000.** geological controls on pore geometry of Upper Kharaiib reservoir, offshore Abu Dhabi, U.A.E. In: Alsharhan, A.S., Scott, R.W. (Eds). *Middle East Models of Jurassic/Cretaceous Carbonate Systems*. SEPM Special Publication 69, 287-297.
- Sattler, U., Zampetti, V., Schlager, W., Immenhauser, A., 2004.** Late leaching under deep burial conditions: a case study from the Miocene Zhujiang Carbonate Reservoir, South China Sea. *Marine and Petroleum Geology* 21, 977-992.
- Schlager, W., 2003.** Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. *Journal of International Earth Sciences* 92, 445-464.
- Scholle, P.A., Ulmer-Scholle, D.S., 2003.** A color guide to the petrography of carbonate rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. *AAPG Memoir* 77, 474p.
- Schouten, S., Hopmans, E.C., Forster, A., van Breugel, Y., Kuypers, M.M.M., Sinninghe Damsté, J.S., 2003.** Extremely high sea-surface temperatures at low latitudes during the middle Cretaceous as revealed by archaeal membrane lipids. *Geology* 31, 1069-1073.
- Schroeder, R., Newmann, M., 1985.** Les grands foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranéenne. *Geobios Mémoire spécial* 7, 1-161.
- Schulze, F., Marzouk, A.M., Bassiouni, M.A.A., Kuss, J., 2004.** The late-Albian-Turonian carbonate platform succession of west-central Jordan: stratigraphy and crises. *Cretaceous Research* 25, 709-737.
- Seeling, M., Emmerich, A., Bechstädt, T., Zühlke, R., 2005.** Accommodation/sedimentation development and massive early marine cementation: Latemar Vs Concarena (Middle/Upper Triassic, Southern Alps). *Sedimentary Geology* 175, 439-457.

- Selwood, B.W., Valdes, P.J., 2006.** Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. *Sedimentary geology* 190, 269-287.
- Shackleton, N.J., Kennett, J.P., 1975.** Paleotemperature history of the Cenozoic and initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 289. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project 29, 743-755.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D., Simmons, M.D., 2001.** Arabian plate sequence stratigraphy. *Georabia Special Publication* 2, Gulfpetrolink, Bahrain, 372pp.
- Sharland, P.R., Casey, D.M., Davies, R.B., Simmons, M.D., Sutcliffe, O.E., 2004.** Arabian plate sequence stratigraphy. *Georabia* 9, 199-214.
- Simmons, M.D., Hart, M.B., 1987.** The biostratigraphie and microfacies of the Early to middle Cretaceous carbonates of the Wadi Mi'aidin, central Oman Mountains. In: Hart, M.B. (Ed.) *Micropaleontology of carbonate environments*. Ellis Horwood, Chishester, United Kingdom, 176-207.
- Sinninghe Damsté, J.S.S., van Bentum, E.C., Reichtard, G.J., Pross, J., Schouten, S., 2010.** A CO₂ decrease-driven cooling and increased latitudinal temperature gradient during the mid-Cretaceous Ocean Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters* 293, 97-103.
- Smith, A.B., Simmons, M.D., Hart, M.B., 1990.** Cenomanian echinoids, larger foraminifera, and calcareous algae from the Natih Formation, central Oman Mountains. *Cretaceous Research* 11, 29-69.
- Smith, L.B., Eberli, G.P., Masferro, J.L., Al-Dhahab, S., 2003.** Discrimination of effective from ineffective porosity in heterogeneous Cretaceous carbonates, Al Ghubar field, Oman. *AAPG Bulletin* 87, 1509-1529.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002.** A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters* 196, 17-33.
- Stanley, S., M., Hardie, L., A., 1998.** Secular oscillations in carbonate mineralogy of reef-building and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 144, 3-19.
- Stanley, S., M., Ries J., R., Hardie, L., A., 2002.** Low-magnesium calcite produced by coralline algae in seawater of Late Cretaceous composition. *PNAS* 99, 15323-15326.
- Stanley, S.M., Ries, J.B., Hardie, L.A., 2010.** Increased production of calcite and slower growth for the major sediment-producing alga *Halimeda* as the Mg/Ca ratio of seawater in lowered to a "calcite sea" level. *Journal of Sedimentary Research* 80, 6-16.
- Steuber, T., Rauch, M., 2005.** Evolution of the Mg/Ca ratio of Cretaceous seawater: Implications from the composition of biological low-Mg calcite. *Marine Geology* 217, 199-213.
- Strasser, A., 1991.** Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.). *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer Verlag, 709-721.
- Strohmenger, C.J., Steuber, T., Ghani, A., Barwick, D.G., Al-Mazrooei, S.H.A., al-Zaabi, N.O., 2010.** Sedimentology and chemostratigraphy of the Hawar and Shu'aiba depositional sequences, Abu Dhabi, United Arab Emirates. In: van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.I., Maurer, F., Droste, H.J. (Eds.)

Barremian-Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon habitat of the Eastern Arabian Plate. *GeoArabia Special Publication* 4, 341-365.

Sugden, W., Stranding, A.J., 1975. Qatar peninsula. *Lexique stratigraphique international*, III, Asie, Fasc. 10a, Internat. Geol. Congr. Comm. Stratigr. CNRS, Paris. Pp1-120.

Tada, R., Siever, R., 1989. Pressure solution during diagenesis. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 17, 89-118

Taghavi, A.A., Mørk, A., Emadi, M.A., 2006. Sequence stratigraphy controlled diagenesis governs reservoir quality in the carbonate Dehloran Field, southwest Iran. *Petroleum Geoscience* 12, 115-126.

Taher, A., Azzam, I., Abdulla, N.A., Witte, J., 2010. Mishrif diagenetic trapping potential in western onshore Abu Dhabi. *Society of Petroleum Engineers* 137900.

Theiling, B.P., Railsback, L.B., Holland, S.M., Crowe, D.E., 2007. Heterogeneity in geochemical expression of subaerial exposure in limestones, and its implications for sampling to detect exposure surfaces. *Journal of Sedimentary Research* 77, 159-169.

Tobin, K.J., Walker, K.R., 1994. Early diagenesis below a submerged platform: implications for $\delta^{13}\text{C}$ compositions prior to pre-vascular plant evolution, Middle Ordovician, Alabama, U.S.A. *Sedimentary Geology* 90, 95-111.

Tobin, K.J., Walker, K.R., Goldberg, S.G., 1997. Burial diagenesis of middle Ordovician carbonate buildups (Alabama, USA): documentation of the dominance of shallow burial conditions. *Sedimentary Geology* 114, 223-236.

Trabesli, A., Beg, M.A., 2000. Characterization and mapping of burrowed and microporous intervals in the Arab D reservoir, Dukhan Field, Qatar. *Society of Petroleum Engineers*, 87238.

Tribouillard, N., Lyons, T.W., Riboulleau, A., Bout-Roumazielles, V., 2008. Piégeage du molybdène par des sédiments dysoxygènes au cours de la diagenèse très précoce. *Bulletin de la Société Géologique de France* 179, 3-12.

Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. Carbonate sedimentology. Blackwell Science, 482p.

Turpin, M., Emmanuel, L., Renard, M., 2008. Nature and origin of carbonate particles along a transect on the western margin of the Great Bahama Bank (Middle Miocene): sedimentary processes and depositional model. *Bulletin de la Société Géologique de France* 179, 231-244.

Turpin, M., Emmanuel L., Reijmer, J.J.G., Renard M. Whiting-related sediment export along the Middle-Miocene carbonate ramp of the Great Bahama Bank. *International Journal of Earth Sciences*. *In press*.

Vacher, H.L., Bengtsson, T.O., Plummer, L.N., 1990. Hydrology of meteoric diagenesis: Residence time of meteoric ground water in island fresh-water lenses with application to aragonite-calcite stabilization rate in Bermuda. *Geological Society of America Bulletin* 102, 223-232.

van Buchem, F.S.P., Razin, P., Homewood, P.W., Philip, J.M., Eberli, G.P., Platel, J.P., Roger, J., Eschard, R., Desaubliaux, G.M.J., Boisseau, T., Leduc, J.P., Labourdette, R., Cantaloube, S., 1996. High resolution sequence stratigraphy of the Natih Formation (Cenomanian/Turonian) in Northern Oman: Distribution of source rocks and reservoir facies. *Geoarabia* 1, 65-91.

- van Buchem, F.S.P., Razin, P., Homewood, P.W., Oterdoom, H., Philip, J., 2002.** Stratigraphic of carbonate ramps and organic-rich intrashelf basins: Natih Formation (middle Cretaceous) of northern Oman. AAPG Bulletin 86, 24-64.
- van der Kooij, B., Immenhauser, A., Steuber, T., Bahamonde Rionda, J.R., Merino tome, O., 2010.** Controlling factors of volumetrically important marine carbonate cementation in deep slope settings. Sedimentology 57, 1491-1525.
- Vanstone, S.D., 1998.** Late dinantian paleokarst of England and Wales: implications for exposure surface development. Sedimentology 45, 19-37.
- Veizer, J., Godderis, Y., Francois, L.M., 2000.** Evidence for decoupling of atmospheric CO₂ and global climate during the Phanerozoic eon. Nature 408, 698-701.
- Videtich, P.E., Melimans, R.K., Watson, H.K.S., Nagy, R.M., 1988.** Depositional, diagenetic, thermal, and maturation histories of cretaceous Mishrif Formation, Fateh field, Dubai. AAPG Bulletin 10, 1143-1159.
- Vieban, F., Foulon, D., Fornage, P., Gazet, S., Aoki, A., 2006.** Guiriel field: Geological interpretation on status on geomodelling at mid-2006. Total internal report, 441p.
- Vincent, B., 2001.** Sédimentologie et géochimie de la diagenèse des carbonates. Application au Malm de la bordure Est du Bassin de Paris. Thèse de l'Université de Bourgogne, 380p.
- Vincent, B., Emmanuel, L., Loreau, J.P., 2004.** Signification du signal isotopique (¹⁸O et ¹³C) des carbonates néritiques: composante diagénétique et composante originelle (Jurassique supérieur de l'Est du bassin de Paris, France). Comptes-Rendus Géosciences 336, 29-39.
- Vincent, B., Emmanuel, L., Houel, P., Lorau, J.P., 2007.** Geodynamic control on carbonate diagenesis: Petrographic and isotopic investigation of the Upper Jurassic formations of the Paris Basin (France). Sedimentary Geology 197, 267-289.
- Vincent, B., Fleury, M., Santerre, Y., Brigaud, B., 2011.** NMR relaxation of neritic carbonates: an integrated petrophysical and petrographical approach. Journal of Applied geophysics 74, 38-58.
- Volery C., Davaud E., Foubert A., Caline B., 2009.** Shallow-marine microporous carbonate reservoir rocks in the Middle-East: relationship with sea-water Mg/Ca ratio and eustatic sea level. Journal of Petroleum Geology 32, 313-326.
- Volery C., Davaud E., Foubert A., Caline B., 2010a.** Lacustrine microporous micrites of the Madrid Basin (Late Miocene, Spain) as analogues for shallow-marine carbonates of the Mishrif reservoir Formation (Cenomanian to Early Turonian, Middle East). Facies 56, 385-397.
- Volery C., Davaud E., Durlet, C., Clavel, B., Charollais, J., Caline, B. 2010b.** Microporous and tight limestones in the Urgonian Formation (late Hauterivian to early Aptian) of the French Jura Mountains: Focus on the factors controlling the formation of microporous facies. Sedimentary Geology 230, 21-34.
- Volery C., Suvorova, E., Buffat, P., Davaud, E., Caline, B.** TEM study of Mg distribution in micrite crystals from the Mishrif reservoir Formation (Middle East, Cenomanian to Early Turonian). Facies, *in press*.
- Wallace, M.W., Kerans, C., Playford, P.E., McManus, A., 1991.** Burial diagenesis in the Upper Devonian reef complexes of the Geikie Gorge Region, Canning Basin, Western Australia. AAPG Bulletin 75, 1018-1038.

Warren, J.K., 2010. Evaporites through times: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and non marine deposits. *Earth Science Reviews*, 98, 217-268.

Warrlich, G., Hillgärtner, H., Rameil, N., Gittins, J., Mahruqi, I., Johnson, T., Alexander, D., Wassing, B., van Steenwinkel, M., Droste, H., 2010. reservoir characterisation of data-poor fields with regional analogues: a case study from the Lower Shu'aiba in the Sultanate of Oman. In: van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.I., Maurer, F., Droste, H.J. (Eds.) *Barremian-Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon habitat of the Eastern Arabian Plate*. *GeoArabia Special Publication* 4, 577-604.

Westphal, H., Halfar, J., Freiwald, A., 2010. Heterozoan carbonates in subtropical to tropical settings in the present and past. *International Journal of Earth Science* 99, 153-169.

Whitaker, F.F., Paterson, R.J., Johnston, V.E., 2006. Meteoric diagenesis during sea-level lowstands: Evidence from modern hydrochemical studies on northern Guam. *Journal of Geochemical Exploration* 89, 420-423.

Whitaker, F.F., Smart, P.L., 2007. Geochemistry of meteoric diagenesis in carbonate islands of the northern Bahamas: 1. Evidence from field studies. *Hydrological Processes* 21, 949-966.

Wiggins, W.D., 1986. Geochemical signatures in carbonate matrix and their relation to deposition and diagenesis, Pennsylvanian Marble Falls Limestone, Central Texas. *Journal of Sedimentary Petrology* 56, 771-783.

Wilkinson, B.H., Smith, A.L., 1983. Low-magnesium sparry calcite marine cements in Phanerozoic hardground grainstones. *AAPG Bulletin* 67, 569.

Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag, 471 pp.

Wilson, P.A., Norris, R.D., Cooper, M.J., 2002. Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara rise. *Geology* 30, 607-610.

Witkowski, F.W., Blundell, D.J., Gutteridge, P., Horbury, A.D., Oxtoby, N.H., Qing, H., 2000. Video cathodoluminescence microscopy of diagenetic cements and its applications. *Marine and Petroleum Geology* 17, 1085-1093.

Wright, V.P., Alonso Zarza, A.M., Sanz, M.E., Calvo, J.P., 1997. Diagenesis of Late Miocene micritic lacustrine carbonates, Madrid Basin, Spain. *Sedimentary Geology* 114, 81-95.

Ziegler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences. *Geoarabia* 6, 445-405.

Zinszner, B., Pellerin, F-M., 2007. A geoscientist's guide to petrophysics. IFP Publications, 384p.

Microporosity may account for as much as 95% of the total porosity of hydrocarbon and water reservoirs in Cretaceous limestones of the Arabian Gulf. In these microporous facies porosity is moderate to excellent (up to 35%) while permeability is poor to moderate (up to 190mD). Conversely, microporous facies may form dense inter-reservoir or cap rock layers with very low porosity and permeability values (2–8% and 0.01–2mD, respectively). For this study, samples were mainly collected from the Cenomanian Mishrif Formation, but also from the Berriasian-Valanginian Habshan Formation, so as to examine the wide vertical and lateral discrepancies in their petrophysical parameters. Scanning Electron Microscopy was used to investigate two potential controls of reservoir properties: (1) micrite particle morphology (shape and inter-crystal contacts); and (2) micrite crystallometry, defined as the median size of micrite particles measured on SEM photomicrographs. The morphometric data are compared with three petrophysical parameters (porosity, permeability and pore threshold radius distribution). Results reveal that micrite matrixes can be subdivided into three petrophysical classes each with its own distinctive crystallometry, morphology and reservoir properties. Class C (strictly microporous limestones with coarse punctate-to-partially coalescent micrites) is made up of coarse (>2µm) polyhedral to rounded micritic crystals, it has good to excellent porosity (8–28%), poor to moderate permeability (0.2–190mD) and a mean pore threshold radius of more than 0.5µm. The class C is usually observed in rudist-rich bioclastic shoal facies where several sedimentary factors (hydrodynamism, bioproduction ...) would disfavour deposition of the finer micritic crystals. Diagenetic study shows that the development of coarse micrites (Class C) must also be explained by the early dissolution of fine aragonite and high magnesium calcite particles in oxygenated meteoric fluids leading to a simultaneous in-situ overgrowth on LMC particles at the top of the meteoric phreatic lens. These processes induce an increase of the crystallometry of micritic particles, an early lithification of the carbonate mud, and so the mineralogical stabilization of coarse Class C micrites. Class F (strictly microporous limestones with fine punctate-to-partially coalescent micrites) is composed of fine (<2µm) polyhedral to rounded micrites with poor to excellent porosity (3–35%), but permeability values of less than 10mD and a mean pore threshold radius of less than 0.5µm. It is mostly observed in sediments deposited in a low energy muddy inner platform setting. The formation of fine micrites (Class F) is also explained by an early mineralogical stabilization of micritic particles in confined meteoric waters, favoring neomorphism processes, which may proceed during burial. Later, during burial, reservoir properties of classes C and D strictly microporous samples were locally enhanced by mesogenetic dissolution (probably due to organic acids) affecting the microporous matrix during the oil emplacement. Class D (strictly microporous mud-dominated facies with compact anhedral to fused dense micrites) comprises subhedral to anhedral crystals with sutured to fused contacts forming a dense matrix. It has very low porosity and permeability. Class D is only found in low energy muddy inner platform facies and forms inter-reservoir or cap rock layers usually in association with stylolites and clay contents that exceed 10%. Regardless of how they formed, though, the three classes can be usefully incorporated into future rock-typing of the microporous carbonate reservoirs of the Middle East.

Key words: Micrite, Microporous, Crystallometry, Morphometry, Diagenesis

La microporosité représente jusqu'à 95% de la porosité totale des réservoirs à hydrocarbures et des aquifères dans les calcaires crétacés du Moyen-Orient. Dans ces sédiments microporeux, la porosité est modérée à excellente (jusqu'à 35%), tandis que la perméabilité est faible à modérée (jusqu'à 190mD). A l'inverse, des faciès microporeux peuvent former des niveaux denses, avec de très faibles porosité et perméabilité (respectivement 2–8% et 0,01–2mD). Dans ce travail, les échantillons proviennent essentiellement de la Formation Mishrif (Cénomanien), mais aussi de la Formation Habshan (Berriasien/Valanginien), afin d'examiner les grandes différences verticales et latérales des propriétés pétrophysiques. Le MEB a été utilisé pour étudier deux contrôles potentiels des qualités réservoir : (1) la morphologie des particules micritiques (forme et contacts intercrystallins), et (2) la cristallométrie des micrites, définie comme la taille médiane des particules mesurées sur les clichés MEB. Les données morphométriques ont été comparées avec trois paramètres pétrophysiques (porosité, perméabilité, distribution des rayons de seuil de pore). Les résultats montrent que les matrices micritiques peuvent être subdivisées en trois classes pétrophysiques. La Classe C (micrites strictement microporeuses avec des cristaux grossiers ayant des contacts punctiques à partiellement coalescents) est composée de particules grossières (>2µm), polyédrales à arrondies. Elle présente des porosités bonnes à excellentes (8-28%), des perméabilités faibles à modérées (0,2-190mD), et des rayons de seuils de pores (PTR) moyens supérieurs à 0,5µm. Cette Classe C est généralement observée dans les shoals bioclastiques riches en rudistes, où de nombreux facteurs sédimentaires (hydrodynamisme...) peuvent défavoriser le dépôt des particules les plus fines. L'étude diagénétique montre que ces micrites grossières peuvent aussi être expliquées par une dissolution précoce des fines particules d'aragonite et de HMC dans des fluides météoriques oxydants, permettant la formation in-situ de surcroissances sur les particules de LMC au sommet de la nappe phréatique météorique. Ces processus induisent une augmentation de la taille des particules micritiques, une lithification précoce de la boue carbonatée, et donc une stabilisation minéralogique précoce des micrites grossières de la Classe C. La Classe F (micrites strictement microporeuses avec des cristaux fins ayant des contacts punctiques à partiellement coalescents, est composée de particules fines (<2µm), polyédrales à arrondies. Elle présente des porosités bonnes à excellentes (3-35%), mais des valeurs de perméabilité souvent inférieures à 10mD, et des PTR inférieurs à 0,5µm. Cette Classe F est souvent observée dans les sédiments déposés en domaine de plate-forme interne boueuse. La formation de ces micrites fines est aussi expliquée par une stabilisation minéralogique précoce des particules micritiques dans des eaux météoriques confinées, favorisant les processus de néomorphisme, pouvant continuer au cours de l'enfouissement. Plus tard, au cours de l'enfouissement de la série, les qualités réservoirs des Classes C et F sont localement améliorées par de la dissolution mésogénétique (probablement liée à des acides organiques) affectant la matrice micritique durant la mise en charge des réservoirs. La Classe D est formée par des matrices micritiques denses, composées de cristaux anhédraux ou subhédraux avec des contacts fusionnés. Elle présente de très faibles densités de porosité et de perméabilité. Ces micrites sont uniquement observées dans les niveaux de plate-forme interne et forment des intervalles inter-réservoirs, généralement en association avec des stylolites et un contenu argileux important, pouvant dépasser 10%. Quelque soit leur mode de formation, ces trois classes peuvent être incorporées dans les futures études de *rock-typing* portant sur les réservoirs carbonatés microporeux du Moyen-Orient.

Mots clés : Micrite, Microporeux, Cristallométrie, Morphométrie, Diagenèse